

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



DETERMINAÇÃO DA SUSCETIBILIDADE À OCORRÊNCIA DE INSTABILIDADES EM VERTENTE À ESCALA REGIONAL COM MÉTODOS DE BASE FÍSICA

Rute Inês Monteiro da Fonseca

**Mestrado em Geologia do Ambiente, Riscos Geológicos e Ordenamento do
Território**

Dissertação orientada por:
Professor Doutor Fernando Manuel Silva da Fonseca Marques (FCUL)
Professor Doutor Sérgio Manuel Cruz de Oliveira (IGOT)

Esta dissertação foi realizada no âmbito do projeto BeSafeSlide – Protótipo de sistema de alerta para movimentos de vertente de baixo custo para melhorar a resiliência da comunidade e adaptação às mudanças ambientais (PTDC/GES-AMB/30052/2017) financiado por fundos nacionais através da FCT – Fundação para a Ciência e a Tecnologia, I.P.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho teve o apoio de diversas pessoas, sem as quais não seria possível a progressão dos trabalhos e cumprimento dos objetivos inicialmente propostos.

Como as vitórias que cada um de nós alcança não pertencem só a nós, mas também àqueles que nos apoiam e aplaudem, seja com ajuda profissional, apoio moral ou carinho e amizade, expresso, desta forma, os meus mais profundos agradecimentos a quem, direta ou indiretamente, apoia este trabalho desde o seu início.

Aos meus orientadores, Professor Doutor Fernando Marques (FCUL) e Professor Doutor Sérgio Oliveira (IGOT), por terem disponibilizado todo o material de base para este trabalho e por todo o apoio e sugestões para a progressão dos trabalhos, tanto de campo como de escrita da dissertação.

Ao senhor Francisco José Vieira, dono do terreno em que ocorre o deslizamento em estudo, pela disponibilidade em ajudar e por ter dado total liberdade para os trabalhos realizados durante esta dissertação.

Ao Eurico Valente, por se ter disponibilizado a passar uma tarde comigo na área em estudo, à descoberta do dono dos terrenos.

Ao Fernando Falcão, professor de Informática, pela disponibilidade em me ensinar a trabalhar com a linguagem de programação FORTRAN e sistema operativo LINUX, gratuitamente, de forma a colocar o programa TRIGRS em funcionamento.

À Marília Pita Tanissa, professora de Português, por ter sugerido correções ortográficas na presente dissertação e todo o apoio ao longo da mesma.

À Silvia Seixas Carlos, professora de inglês e amiga de longa data, por ter sugerido algumas alterações no Abstract da presente dissertação, de forma a não conter erros e por todo o apoio ao longo do meu percurso.

Às docentes Cristina Ponte Lira e Ana Nobre, da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, pela disponibilidade em explicar dúvidas que surgiram no que concerne ao programa ArcGis.

Às minhas colegas de mestrado, particularmente à Beatriz Gomes e Daniela Nascimento, por todo o apoio e motivação durante a formulação da dissertação.

Aos mestres e colegas do laboratório de instabilidades de vertentes, Luís Gouveia e Sónia Queiroz, por todo o apoio no laboratório e pela disponibilidade de ir para o campo.

Ao meu melhor amigo, Francisco Canastra, por todo o apoio quando a minha motivação parecia desvanecer-se, sem nunca me ter deixado desistir deste trabalho.

À minha mãe, Celeste Fonseca, por todo o apoio incondicional durante os trabalhos realizados para a presente dissertação, mas também ao longo de toda a minha vida, particularmente nos últimos tempos, pois tem-se demonstrado uma grande guerreira vindo a transmitir-me toda essa força para que consiga terminar esta dissertação.

Ao meu pai, Joaquim Fonseca, que infelizmente não viu o fim deste trabalho, mas que sempre torceu e me deu todo o seu apoio ao longo de todo o meu percurso tanto profissional como pessoal e a quem amo para além da vida e, por isso, lhe dedico esta tese.

RESUMO

Devido ao aumento do risco de movimentos em vertente inerente ao aumento populacional mundial, este fenómeno é cada vez mais estudado, com a intenção de proteger populações e infraestruturas.

O presente estudo centra-se numa área correspondente a 8 sub-bacias hidrográficas, com uma área de 15.04 km², que integra a bacia hidrográfica do Rio Grande da Pipa, localizada a cerca de 25 km a Norte de Lisboa. O desenvolvimento da presente dissertação tem como objetivos principais a aplicação de modelos de base física estático, recorrendo ao software Shalstab e consequente aplicação do método do Talude Infinito, e modelos de base física dinâmico, aplicando o software TRIGRS, na área em estudo.

No decorrer dos trabalhos verificou-se a necessidade de proceder à atualização do inventário de movimentos existente, datados de 1967 a 2013, através da observação de fotografias aéreas de 2004. A este inventário apenas foram adicionados 5 movimentos, tratando-se de reativações de deslizamentos anteriores, aparentando sempre a mesma geometria e mesmo eixo de translação.

Foi necessário, ainda, a realização de melhorias na cartografia lito-estratigráfica existente, tendo sido modificadas as posições e limites das unidades litológicas, assim como, acrescentadas outras, inexistentes na carta original, com isto, propõe-se uma coluna lito-estratigráfica para a área de estudo.

De forma a proceder a uma correta e ampla calibração dos modelos de espessura de solo potencialmente instável, foram estabelecidos três modelos como hipóteses para área de estudo, para a determinação dos valores de m (razão entre a espessura de solo saturado e espessura de solo potencialmente instável) e do Fator de segurança, que correspondem às hipóteses A (modelo proposto por Catani et al, 2010), B (modelo proposto por Saulnier, 1997, tendo como base a carta de declives da área em estudo) e C (modelo proposto por Saulnier, 1997, tendo por base as elevações presentes na área em estudo).

Para uma determinação correta do fator de segurança para cada uma das hipóteses propostas, verificou-se a necessidade de calibrar os parâmetros geotécnicos e hidrogeológicos, tendo como base a bibliografia adequada.

Foi ainda utilizado um software que permite uma visualização dinâmica, ao longo de um espaço de tempo pré-definido pelo utilizador, o TRIGRS, para análise da suscetibilidade à ocorrência de instabilidade em vertente na área de estudo. Este software foi utilizado para todas as hipóteses de espessura de solo potencialmente instável propostas.

Recorrendo à determinação das curvas ROC cuja capacidade preditiva corresponde à área abaixo da curva, para a aplicação do método do Talude Infinito, conclui-se que todos os modelos das hipóteses utilizadas podem ser considerados bons para utilização na área de estudo, ainda assim, o que menos se enquadra é o modelo relativo à hipótese A, porque os resultados foram ligeiramente mais baixos.

Relativamente aos resultados obtidos por aplicação dos modelos no TRIGRS, conclui-se que, para a área de estudo, o modelo proposto mais adequado é o relativo à hipótese C.

Palavras-chave: Deslizamentos; inventário; cartografia; suscetibilidade; métodos de base física.

ABSTRACT

Due to the increased risk of movements inherent in world population growth, this phenomenon is increasingly studied with the intention of protecting populations and infrastructures.

This study focuses on an area corresponding to 8 sub-basins, with an area of 15.04 km², which integrates the Rio Grande da Pipa river basin, located about 25 km north of Lisbon.

The development of this dissertation has as main objectives the application of static physics-based models, using the Shalstab software and consequent application of the Infinite Slope method, and dynamic physics-based models, applying the TRIGRS software, in the area under study.

During the work it was necessary to update the existing inventory of movements, dated from 1967 to 2013, through the observation of aerial photographs from 2004. Only 5 movements were added to this inventory, being the reactivation of previous slides, always appearing the same geometry and same axis of translation. It was also necessary to improve the existing litho-stratigraphic cartography, having been modified the positions and limits of the lithological units, as well as adding others, non-existent in the original chart, with this, we propose a litho-stratigraphic column for the study area.

In order to perform a correct and broad calibration of the models of potentially unstable soil thickness, three models were established as hypotheses for the study area, to determine the values of m (ratio of saturated soil thickness to potentially unstable soil thickness) and the Safety Factor, which correspond to hypotheses A (model proposed by Catani et al, 2010), B (model proposed by Saulnier, 1997, based on the slope chart of the study area) and C (model proposed by Saulnier, 1997, based on the elevations present in the study area).

For a correct determination of the safety factor for each of the proposed hypotheses, it was necessary to calibrate the geotechnical and hydrogeological parameters, based on the appropriate bibliography.

It was also used a software that allows a dynamic visualization, over a pre-defined time space by the user, the TRIGRS, for the analysis of the susceptibility to the occurrence of instability in the study area. This software was used for all the proposed assumptions of potentially unstable soil thickness.

Using the ROC curves whose predictive capacity corresponds to the area below the curve, for the application of the Infinite Slope method, it is concluded that all models of the hypotheses used can be considered good for use in the study area, even so, the model relative to hypothesis A is the least fitting, because the results were slightly lower.

Regarding the results obtained by applying the models in TRIGRS, it is concluded that, for the study area, the most appropriate model proposed is the one concerning hypothesis C.

Keywords: Landslides; inventory; cartography; susceptibility; physically based methods.

ÍNDICE GERAL

AGRADECIMENTOS	i
RESUMO.....	iii
ABSTRACT	v
ÍNDICE GERAL	vii
ÍNDICE DE FIGURAS	ix
ÍNDICE DE TABELAS	xi
LISTA DE ACRÓNIMOS.....	xii
LISTA DE SÍMBOLOS	xii
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Estudos Realizados.....	1
1.2. Objetivos e métodos	3
2. AVALIAÇÃO DETERMINÍSTICA DA SUSCETIBILIDADE A MOVIMENTOS DE VERTENTES	5
2.1. Tipos de Movimentos em Vertente	5
2.2. Caracterização da atividade dos movimentos de vertente	6
2.3. Avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente	7
2.3.1 Fatores de Instabilidade.....	7
2.4. Métodos de Base Física.....	9
2.4.1 Método do Talude Infinito (TI)	10
3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA EM ESTUDO.....	13
3.1. Enquadramento Geográfico.....	13
3.2. Enquadramento Geológico	15
3.2.1 Características Litológicas.....	15
3.2.2 Estrutura e tectónica	18
3.2.3 Características geomorfológicas.....	19
4. METODOLOGIAS.....	23
4.1. Preparação de dados de base	23
4.1.1 Inventário de movimentos de vertente	23
4.1.2 Capacidade preditiva da carta de declives.....	24
4.1.3 Correção à Cartografia Lito-estratigráfica existente	24

4.1.4	Ravinamentos	26
4.1.5	Retroanálise de Movimentos de massa em vertentes	27
4.2.	Modelo hidrogeológico em condições estáticas - SHALSTAB	27
4.2.1	Propriedades hidrogeológicas dos solos	29
4.2.2	Precipitação	29
4.3.	Avaliação da Suscetibilidade.....	30
4.3.1	Espessura de solo Potencialmente Instável	30
4.3.2	Razão entre espessura de solo saturado e espessura de solo potencialmente instável.....	32
4.3.3	Aplicação do modelo de base física – Método do Talude Infinito (TI).....	33
4.4.	TRIGRS - Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability Analysis...	33
4.5.	Validação dos modelos de Suscetibilidade.....	36
5.	Resultados.....	39
5.1.	Dados de base finais	39
5.1.1	Inventário de deslizamentos	39
5.1.1	Capacidade preditiva da carta de declives.....	44
5.1.2	Correção à Cartografia lito-estratigráfica existente.....	46
5.1.1	Ravinamentos	51
5.1.2	Retroanálise de Movimentos em Vertente.....	52
5.2.	Modelo hidrogeológico em condições estáticas – SHALSTAB	52
5.2.1	Propriedades hidrogeológicas dos solos	52
5.3.	Avaliação da Suscetibilidade.....	53
5.3.1	Espessura de solo potencialmente instável.....	53
5.3.2	Razão entre espessura de solo saturado e espessura de solo potencialmente instável.....	58
5.3.3	Aplicação do modelo de base física – Método do Talude Infinito (TI).....	65
5.4.	TRIGRS - Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability Analysis...	69
5.5.	Validação de Resultados	72
6.	CONCLUSÃO.....	77
7.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	79

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1 - Fatores responsáveis pela ocorrência de movimentos de vertente (adaptado de Popescu, 1994 in Oliveira, 2012)	8
Figura 2.2 - Alterações no Fator de Segurança e margem de estabilidade de uma vertente ao longo do tempo em função da atuação de fatores preparatórios e desencadeantes da instabilidade de vertentes (adaptado de Popescu, 1994).....	9
Figura 2.3 - Representação esquemática de uma vertente natural para o cálculo do Fator de Segurança pelo método do Talude Infinito (Pimenta, 2011).	10
Figura 2.4 - Esquema de superfície de talude infinito, para solos coesivos e com o fluxo de água paralelo à superfície (adaptado de Abramson <i>et. al</i> , 2002 in Vasconcelos, 2011).....	11
Figura 3.1 - Enquadramento geográfico da área em estudo.	13
Figura 3.2 - Identificação das sub-bacias que compõem a área de estudo em conjunto com as linhas de água principais, sobreposto com o Modelo digital de terreno (ArcGis).....	14
Figura 3.3 - Distribuição cartográfica das litologias identificadas na área de estudo (Zbyszewski e Assunção, 1965).	16
Figura 3.4 - Coluna Lito-estratigráfica extraída de Coelho, (1979a), com as camadas principais da área de estudo assinaladas com o retângulo verde.....	17
Figura 3.5 - Localização dos sistemas de falhas que constituem os limites da bacia lusitaniana (retirado de Kullberg, 2000).	18
Figura 3.6 - Modelo numérico de elevação da área de estudo.	20
Figura 3.7 - Mapa de Declives da área em estudo.....	21
Figura 4.1 - Inventário de movimentos de vertente na área de estudo, sobreposto ao MNE (Oliveira, 2012).	23
Figura 4.2 - Mosaico de fotografias aéreas, de 2004, georreferenciadas.	25
Figura 4.3 - Sistema de estereoscopia montado para realização de fotointerpretação. A - Mesa de observação; B - Ecrã LCD auxiliar; C - Estereoscópio; D - Computador portátil.	26
Figura 4.4 - Elementos topográficos utilizados no programa TOPOG (O'Loughlin, 1986), (Retirado de Montgomery e Dietrich, 1994).....	28
Figura 4.5 - Curvas ROC que representam três graus de capacidade de discriminação (Retirado de Braga, 2000).....	37
Figura 5.1 - Identificação de deslizamentos, em campo e por fotointerpretação 2018.	39
Figura 5.2 - Imagens do caso de estudo 1, deslizamento Rotacional-Translacional, com reativação em 2018. (Fonte: Google Earth, acessado a 08/06/2018).....	40
Figura 5.3 - Inventário atualizado, sobreposto com o MNE.	41
Figura 5.4 - Levantamento, com GPS, da área do deslizamento.....	42
Figura 5.5 - Levantamento das características específicas do deslizamento com recurso a GPS	42
Figura 5.6 - Identificação das características do deslizamento, no perfil.....	43
Figura 5.7 - Identificação in situ das características do movimento.	43

Figura 5.8 - Imagem demonstrativa das cicatrizes do deslizamento; A - Cicatriz Principal; B - Cicatriz Secundária.	44
Figura 5.9 - Inventário de deslizamentos, sobreposto ao mapa de declives.	45
Figura 5.10 - Arcoses de Castanheira do Ribatejo. É possível verificar a existência de clastos de maior dimensão de quartzito.	46
Figura 5.11 - Arcoses de Castanheira do Ribatejo, perto da cidade que lhes dá o nome, onde demonstram a sua maior expressão. A localização deste afloramento é 38°59'48.73"N, 8°58'40.09"W.	47
Figura 5.12 - Arenitos Micáceos que compõem a Formação de Abadia.	47
Figura 5.13 - Afloramento de Calcários Recifais de Quintas.	48
Figura 5.14 - Cartografia lito-estratigráfica construída a partir de interpretação estereoscópica e de campo.	49
Figura 5.15 - Proposta de nova coluna Lito-estratigráfica, tendo em consideração as alterações à carta geológica.	50
Figura 5.16 - Distribuição cartográfica das litologias e ravinamentos na área de estudo, com destaque para um exemplo de ravinamento identificado.	51
Figura 5.17 - Pontos de medição da espessura de solo, em campo.	53
Figura 5.18 - Distribuição cartográfica de cada uma das variáveis a introduzir no modelo desenvolvido por Catani et al (2010).	55
Figura 5.19 - Distribuição cartográfica da espessura de solo potencialmente instável, h (m), com base no modelo proposto por Catani et al (2010).	56
Figura 5.20 - Distribuição cartográfica da espessura de solo potencialmente instável, h (m), com base no modelo proposto por Saulnier et al (1997) tendo em consideração os declives.	57
Figura 5.21 - Distribuição cartográfica da espessura de solo potencialmente instável, h(m), com base no modelo proposto por Saulnier et al (1997) tendo em consideração as elevações do terreno.	58
Figura 5.22 - Distribuição cartográfica do parâmetro q/T para cada uma das hipóteses propostas.	59
Figura 5.23 - Distribuição cartográfica da variável a/b, apresentada sob forma logarítmica para uma melhor interpretação.	60
Figura 5.24 - Distribuição cartográfica da variável $1/(\sin \beta)$	61
Figura 5.25 - Distribuição cartográfica da variável m, para a hipótese A.	62
Figura 5.26 - Distribuição cartográfica da variável m, para a hipótese B.	63
Figura 5.27 - Distribuição cartográfica da variável m, para a hipótese C.	64
Figura 5.28 - Distribuição cartográfica de cada uma das variáveis integrantes no cálculo do Fator de Segurança (FS).	65
Figura 5.29 - Distribuição cartográfica do Fator de Segurança (FS) sobreposta com o inventário de deslizamentos, para a hipótese A.	66
Figura 5.30 - Distribuição cartográfica do Fator de Segurança (FS) sobreposta com o inventário de deslizamentos, para a hipótese B.	67
Figura 5.31 - Distribuição cartográfica do Fator de Segurança (FS) sobreposta com o inventário de deslizamentos, para a hipótese C.	68
Figura 5.32 - Distribuição cartográfica do Fator de Segurança (FS) para a hipótese A, segundo o software TRIGRS para 1 hora de precipitação intensa, sobreposta com o inventário de deslizamentos.	69

Figura 5.33 - Distribuição cartográfica do Fator de Segurança (FS) para a hipótese B, segundo o software TRIGRS para 1 hora de precipitação intensa, sobreposta com o inventário de deslizamentos.....	70
Figura 5.34 - Distribuição cartográfica do Fator de Segurança (FS) para a hipótese C, segundo o software TRIGRS para 1 hora de precipitação intensa, sobreposta com o inventário de deslizamentos.....	71
Figura 5.35 - Escala de cores por classe de FS.....	72
Figura 5.36 - Representação de curva de predição e respetivo valor de AAC, para a hipótese A.	72
Figura 5.37 - Representação de curva de predição e respetivo valor de AAC, para a hipótese B.....	73
Figura 5.38 - Representação de curva de predição e respetivo valor de AAC, para a hipótese C.....	73
Figura 5.39 - Representação de curva de predição e respetivo valor de AAC, para a hipótese A.	74
Figura 5.40 - Representação de curva de predição e respetivo valor de AAC, para a hipótese B.....	75
Figura 5.41 - Representação de curva de predição e respetivo valor de AAC, para a hipótese C.....	75

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 2.1 - Tipos de movimentos de vertente (adaptado de Cruden e Varnes, 1996)	5
Tabela 2.2 - Classificação da Atividade de movimentos em vertente (adaptado de WP/	6
Tabela 2.3 - Estabilidade relativa das vertentes relativamente ao Fator de Segurança (Crozier, (1986); Popescu, (1994)).....	12
Tabela 3.1 - Distribuição espacial de cada unidade litológica na área de estudo.	17
Tabela 3.2 - Área ocupada por cada classe de declives, na área em estudo	21
Tabela 3.3 - Área ocupada por cada classe de declives, na área em estudo, considerando as litologias principais existentes.	22
Tabela 4.1 - Principais características do Inventário de movimentos de vertente da área de estudo (adaptado de Oliveira, 2012)	24
Tabela 4.2 - Tabela de descrição das variáveis necessárias a aplicação do software, com indicação dos valores utilizados neste trabalho.....	34
Tabela 4.3 - Mapas necessários para uma correta implementação do software	35
Tabela 4.4 - Dados relativos ao mapa Zones, com indicação da litologia correspondente e granulometria.	36
Tabela 5.1 -Características dos movimentos de vertente identificados.....	40
Tabela 5.2 - Dados que relacionam as classes de declive com o inventário de movimentos em vertente ..	45
Tabela 5.3 - Parâmetros geotécnicos dos solos da área de estudo resultantes da retroanálise de movimentos em vertente para aplicação do método do Talude Infinito.	52
Tabela 5.4 - Parâmetros hidrogeológicos dos solos para inserir no modelo hidrogeológico SHALSTAB.	52
Tabela 5.5 - Valores da espessura de solo potencialmente instável, medidos no campo.	54
Tabela 5.6 - Percentagem da área de estudo que se encontra dentro de cada classe definida para o fator de segurança, pelo método TI.	68
Tabela 5.7 - Percentagem da área de estudo que se encontra dentro de cada classe definida para o fator de segurança, recorrendo ao TRIGRS.....	71

LISTA DE ACRÓNIMOS

AAC	Área abaixo da curva
FCUL	Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa
GIST	Geomorphological Indexed Soil Thickness
ER	Effective Ratio
MDT	Modelo Digital de Terreno
MNE	Modelo Numérico de Elevação
MOI	Margem Ocidental Ibérica
RGP	Rio Grande da Pipa
ROC	Receiver Operating Characteristic
SHALSTAB	Shallow Slope Stability Model
TRIGRS	Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability Analysis
UNESCO	United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization
WP/WLI	Working Party on World Landslide Inventory

LISTA DE SÍMBOLOS

ϕ	Ângulo de atrito interno
a	Área de drenagem
c'	Coesão
C	Curvatura do perfil
k	Condutividade hidráulica
β	Declive da vertente
h	Espessura de solo potencialmente instável
d_w	Espessura de solo saturado
FS	Fator de Segurança
b	Largura da célula
γ	Peso Específico Natural do solo
γ_{sat}	Peso Específico do solo Saturado
γ_{sub}	Peso Específico do solo Submerso
Cr	Precipitação acumulada
q	Precipitação efetiva
m	Razão entre a espessura de solo potencialmente instável e o solo saturado
T	Transmissividade

1. INTRODUÇÃO

Os movimentos de massa em vertente desempenham um papel de grande importância na evolução das vertentes, podendo a geometria da superfície de rutura apresentar diferentes configurações, a sua área atingir nove ordens de magnitude (com volume de seis ordens de magnitude) e a velocidade de deformação dos materiais ser bastante contrastada, tornando-os por isso num dos mais diversos e complexos tipos de perigos naturais (Marques, 2008).

Devido a esta variação de magnitude, não existe um método único que permita a identificação e mapeamento destes fenómenos nem a determinação e avaliação do risco associados à sua ocorrência, devendo ser aplicada uma conjugação de métodos diferentes, dependendo do tipo de movimento de vertente, da quantidade de ocorrências, da sua extensão e da complexidade da área de estudo (Guzzetti, 2005).

A Região a Norte de Lisboa apresenta-se como uma das regiões com condições naturais (estrutura geológica, litologia (substrato e formações superficiais), topografia, geomorfologia, clima e hidrogeologia) favoráveis à instabilidade em vertentes (Zêzere, 2001; Zêzere *et al.*, 2015) no contexto nacional. Os registos de ocorrências de movimentos de vertente são abundantes, predominando regionalmente os do tipo escorregamento (Zêzere, 2001; Oliveira *et al.*, 2015).

Este território, tem sido sujeito a uma intensa pressão urbanística desde os anos 60 do século passado, onde modificações no uso do solo, em particular a recessão das atividades agro-pastoris e a ocupação de áreas tipicamente de uso rural pela população, levaram a um incremento da vulnerabilidade passiva do território e ao agravamento das consequências da instabilidade geomorfológica (Zêzere, 2001).

1.1. Estudos Realizados

Inicialmente, nos anos 70 do século passado, a avaliação da suscetibilidade começou por ser realizada apenas com recurso a cartografia direta, de campo, pois não existiam outras técnicas disponíveis. Com a constante evolução científica e tecnológica, nos anos 80 começaram a ser implementados métodos de base estatística, começando a ter uma utilização mais comum no século XXI (Chung & Fabri, 2003, Guillard e Zêzere, 2012; Oliveira *et al.*, 2015; 2017). Estes métodos centram-se mais na exploração de inventários de movimentos de vertente e ponderação de um conjunto de fatores assumidos como de predisposição da instabilidade geomorfológica (Lajas, 2016). A abordagem sustenta-se essencialmente na aplicação prospetiva do princípio do uniformitarismo (*O passado e o presente são as chaves para o futuro*), assumindo que as mesmas causas que geraram os movimentos de vertente no passado são suscetíveis de produzir os mesmos efeitos no futuro e, com isso, inferir espacialmente a ocorrência dos futuros movimentos de vertente (Varnes, 1984, Guzzetti *et al.*, 1999).

Com a evolução tecnológica, implementaram-se os métodos de base física, considerados como determinísticos (Vasconcelos, 2011; Pimenta, 2011; Teixeira *et al.*, 2015), sendo que mais recentemente foram realizados estudo combinando ambas as abordagens (Lajas, 2016). Estes métodos recorrem aos

movimentos em vertente essencialmente para validar os modelos de suscetibilidade, e para calibrar, por meio de retroanálise, os parâmetros relacionados com a mecânica de solos (coesão e ângulo de atrito interno). Portanto, estes métodos têm em consideração variáveis que, até então eram ignoradas, como a espessura de solo potencialmente instável que corresponde à espessura de solo que poderá vir a ser movimentado no caso de ocorrência de movimentos de vertente, sendo um dos parâmetros de maior importância na aplicação dos modelos de base física.

Os modelos de base física são, portanto, sustentados em leis físicas e princípios da mecânica de solos, onde a vertente é assumida como um sistema onde se encontram permanentemente em oposição a tensão tangencial e a resistência ao corte dos materiais.

A avaliação da suscetibilidade à ocorrência de movimentos em vertente assenta, então, em três princípios fundamentais (Varnes, 1984; Carrara et al, 1991; Hutchinson, 1995 e Guzzetti, 2005):

1. É possível cartografar e identificar os movimentos em vertente;
2. Os fatores que desencadeiam os movimentos em vertente são identificáveis e podem ser utilizados na construção de modelos de suscetibilidade;
3. É possível representar, espacialmente, a ocorrência de movimentos em vertente, separadamente, através de classes de suscetibilidade.

Na região Norte de Lisboa, têm sido realizados nas últimas décadas um conjunto muito diversificado de estudos com o objetivo de interpretar e compreender as diferentes manifestações de instabilidade geomorfológica e os processos que as condicionam e desencadeiam (Coelho, 1979).

Vasconcelos (2011) avaliou a suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente em contexto urbano (concelho de Lisboa), procedendo a necessárias melhorias da cartografia geológica de base (informação sistemática sobre os terrenos de cobertura), através do estudo por fotointerpretação das alterações que o substrato geológico foi sofrendo ao longo de um período de 57 anos (1947 – 2004) e delimitação de zonas de terrenos com características geotécnicas deficientes - inventário de aterros e escavações (fotointerpretação e 6000 sondagens);

Pimenta (2011) desenvolveu, em sub-bacias da bacia hidrográfica do Rio Grande da Pipa (Salema, Laje, Galinhatos), áreas que apresentam condições geológicas e geomorfológicas próximas das verificadas na área de estudo desta dissertação, mapas lito-estratigráficos de pormenor, melhorando os dados geológicos de base existentes, o que se demonstrou de elevada importância para o incremento da capacidade preditiva dos modelos de suscetibilidade;

Com uma abordagem substancialmente diferente das anteriores, Jesus (2015) analisou o comportamento hidrodinâmico da bacia hidrográfica do Rio Grande da Pipa através de um modelo sequencial de parâmetros relacionados com o balanço hídrico correspondente ao ano 2009/2010, tendo como base o registo de elevados níveis de precipitação entre outubro 2009 e abril de 2010 e consequente ocorrência de um evento

de instabilidade geomorfológica na bacia hidrográfica. Neste trabalho foram consideradas as condições morfológicas, geotécnicas e hidrológicas locais, que influenciaram a instabilidade de vertentes através de retroanálises a dois deslizamentos selecionados. À escala da bacia hidrográfica foi possível demonstrar uma associação entre os registos temporais da ocorrência de movimentos de vertente no evento de instabilidade e a oscilação do nível freático regional, particularmente forte no caso dos deslizamentos superficiais e de profundidade intermédia que ocorreram na Formação de Abadia, em zonas cujas características de resistência dos terrenos tinham sofrido degradação, por ocorrência de roturas anteriores.

1.2. Objetivos e métodos

A presente dissertação tem como principais objetivos a aplicação de metodologias para a determinação da suscetibilidade à ocorrência de movimentos em vertente recorrendo a métodos de base física (baseados em parâmetros e dimensões físicas) quer de base física estático, por via da implementação do modelo hidrológico Shalstab e consequentemente do método do Talude Infinito recorrendo aos sistemas de informação geográfica (SIG), quer de modelos de base física dinâmico, aplicando o software TRIGRS, na área em estudo.

O modelo hidrológico utilizado, Shalstab, é um modelo que funciona com condições estáticas possibilitando uma avaliação da influência das características topográficas nos movimentos em vertente cuja maior limitação deve-se ao facto de só serem aplicáveis valores constantes, não permitindo uma variação espacial ou temporal dos dados relativos, por exemplo, dos parâmetros geotécnicos e hidrogeológicos dos solos ou de precipitação.

O pretendido, com este trabalho, é que os métodos aqui utilizados possam ser aplicados tanto na área de estudo aqui selecionada como noutras áreas, principalmente no que concerne ao método de base física dinâmico, TRIGRS.

Para o efeito foi selecionada uma área de estudo, constituída por 8 sub-bacias, localizadas no extremo SEE da bacia do RGP devido à existência, nessa zona, de apenas uma formação de substrato, correspondendo às camadas de Abadia.

Para se conseguirem atingir os objetivos pretendidos, de forma a uma obtenção dos dados base mais adequados para a área de estudo, foi necessária a implementação de alguns processos:

- Atualização do inventário de movimentos de vertente da área de estudo para o período compreendido entre 2013 e 2018, realizada através de fotointerpretação e saídas de campo;
- Correção da cartografia litológica pré-existente, através de fotointerpretação, reconhecimentos de campo, de forma a obter uma correta distribuição espacial das litologias existentes na área de estudo, melhorando consequentemente os modelos a serem aplicados;
- Definição da distribuição cartográfica dos ravinamentos existentes e identificáveis na área de estudo, pois a sua existência, neste contexto, valida a presença de arenitos micáceos devido à sua maior permeabilidade;

- Para a determinação dos parâmetros geotécnicos das formações geológicas (níveis ou horizontes superficiais) que ocorrem na área de estudo, recorreu-se à retroanálise de movimentos de vertente;
- Definição das propriedades hidrogeológicas dos solos, tendo por base bibliografia existente;
- Dada a importância da espessura de solo potencialmente instável no estudo da suscetibilidade à ocorrência de movimentos em vertente, foram implementadas três hipóteses de modelos propostos:
 - a. sGIST – Modelo desenvolvido por Catani *et al.* (2010), cujos parâmetros necessários são a curvatura do perfil, o Topographic Position Index (TPI), ambos normalizados de 0 a 1 e os declives na área de estudo.
 - b. Modelo desenvolvido por Saulnier *et al.* (1997), considerando o mapa de declives, cujos parâmetros necessários correspondem à carta de declives, declive mínimo e máximo existentes e espessura de solo potencialmente instável mínima e máxima identificada na área de estudo;
 - c. Modelo desenvolvido por Saulnier *et al.* (1997), considerando o mapa da altitude, cujos parâmetros necessários correspondem ao modelo numérico de elevação, elevação mínima e máxima existentes e espessura de solo potencialmente instável mínima e máxima identificada na área de estudo;

2. AVALIAÇÃO DETERMINÍSTICA DA SUSCETIBILIDADE A MOVIMENTOS DE VERTENTE

No presente capítulo procede-se a uma descrição sumária das características, tipologia e classificação dos movimentos em vertente, bem como dos pressupostos que estão na base das abordagens determinísticas sustentadas na utilização do método do Talude Infinito para obter o Fator de Segurança das vertentes para a determinação da suscetibilidade a movimentos de massa em vertente.

2.1. Tipos de Movimentos em Vertente

Numa definição simples, dada por Cruden, (1991), um movimento de vertente (“landslide”) é descrito como um movimento de descida, ao longo de uma vertente, de rocha, solo (terra) ou detritos. A classificação dos diferentes tipos de movimentos de vertente, em uso na dissertação, foi sistematizada por Cruden e Varnes, (1996) a partir de trabalhos anteriores, tendo em consideração o tipo de movimento de vertente e o tipo de material envolvido (rocha, detritos e solos (terra)) (tabela 2.1):

Tabela 2.1 - Tipos de movimentos de vertente (adaptado de Cruden e Varnes, 1996)

Tipo de Movimento de Vertente		Tipo de Material		
		Rocha (substrato)	Solo	
			<i>Grosseiro (detritos)</i>	<i>Fino (terra)</i>
Desabamento (<i>Fall</i>)		Rochoso (<i>Rock fall</i>)	Detrítico (<i>Debris fall</i>)	De terra (<i>Earth fall</i>)
Tombamento (<i>Topple</i>)		Rochoso (<i>Rock topple</i>)	Detrítico (<i>Debris topple</i>)	De terra (<i>Earth topple</i>)
Deslizamento (Slide)	<i>Rotacional</i>	Rochoso (<i>Rock slump</i>)	Detrítico (<i>Debris slump</i>)	De terra (<i>Earth slump</i>)
	<i>Translacional</i>	Em bloco Rochoso (<i>Rock block slide</i>)	Em bloco detrítico (<i>Debris block slide</i>)	Em bloco de terra (<i>Earth block slide</i>)
		Rochoso (Rock slide)	Detrítico (Debris slide)	De terra (Earth slide)
Expansão Lateral (<i>Lateral Spread</i>)		Rochoso (“ <i>Rock spread</i> ”)	Detrítico (“ <i>Debris spread</i> ”)	De terra (“ <i>Earth spread</i> ”)
Escoada (<i>Flow</i>)		Rochoso Profundo (<i>Rock Flow – deep creep</i>)	Detrítico (<i>Debris Flow</i>)	De terra (“ <i>Earth Flow</i> ”)
			(Soil Creep)	

2.2. Caracterização da atividade dos movimentos de vertente

A classificação da atividade dos movimentos de vertente reflete a evolução espaciotemporal das manifestações de instabilidade desde a rutura/deformação inicial até ao momento em que é efetuada a inventariação do movimento de vertente (WP/WLI, 1993; Cruden e Varnes, 1996). Esta classificação tem em consideração o estado de atividade, a distribuição da atividade e o estilo de atividade (Tabela 2.2):

Tabela 2.2 - Classificação da Atividade de movimentos em vertente (adaptado de WP/WLI, 1993; Cruden e Varnes, 1996)

Atividade		
Estado	Distribuição	Estilo
<i>Ativo</i>	Avanço	Complexo
<i>Reativado</i>	Retrogressão	Compósito
<i>Suspenso</i>	Progressão múltipla	Múltiplo
<i>Inativo</i>	Alargamento	Sucessivo
<i>Dormente</i>	Confinamento	Simple
<i>Abandonado</i>	Diminuição	-----
<i>Estabilizado</i>	Movimento	-----

O estado de atividade de movimentos de vertente descreve a regularidade com que estes ocorrem e como evoluem temporalmente. A classificação de estado de atividade adotada inclui os seguintes subtipos (tabela 2.2; adaptado de WP/WLI, 1993; Cruden e Varnes, 1996):

- i. Ativo – Movimentos de vertente que se encontram, no momento, em atividade. Estado que inclui movimentos que ocorrem pela primeira vez;
- ii. Reativado – Movimento de vertente que se encontra novamente ativo, após um período de inatividade;
- iii. Suspenso – Movimentos de vertente que se encontraram ativos no último ano (ano climatológico – ciclo estacional), mas que não têm atividade no momento;
- iv. Inativo – Movimentos de vertente cujo último movimento terá ocorrido há mais de um ano. Este estado pode ser subdividido:
 - a. *Dormente*: Quando as causas do movimento de vertente continuam presentes, sem ocorrer movimento;
 - b. *Abandonado*: Quando as condições que originaram o movimento de vertente já não se verificam;
 - c. *Estabilizado*: Quando o movimento de vertente foi alvo de medidas de correção com vista à sua estabilização.

A distribuição da atividade dos movimentos de vertente descreve a sua evolução espacial. A classificação adotada tem a seguinte sistematização (tabela 2.2; adaptado de WP/WLI, 1993; Cruden e Varnes, 1996):

- i. Avanço – A superfície de rutura desenvolve-se no sentido do movimento do material instabilizado;
- ii. Retrogressão – a superfície de rutura expande-se no sentido oposto ao movimento, isto é, para montante;

- iii. Progressão múltipla – A superfície de rutura expande-se por duas ou mais direções do movimento em vertente;
- iv. Alargamento – A superfície de rutura sofre alargamento para um ou para ambos os flancos do movimento de vertente;
- v. Confinamento – O movimento de vertente apresenta um desenvolvimento incipiente, cicatriz existe, mas a superfície de rutura na base do material afetado não é visível;
- vi. Diminuição – O volume de material deslocado após cada reativação diminui com o tempo;
- vii. Movimento – As deslocações de material ocorrem sem qualquer modificação visível no plano de rutura.

O estilo de atividade descreve o modo como diferentes movimentos de vertente contribuem para o movimento de vertente de conjunto.

São considerados diversos termos para a definição dos estilos de atividade de movimentos em vertente (adaptado de WP/WLI, 1993; Cruden e Varnes, 1996):

- i. Complexo – ocorrência de dois ou mais tipos de movimentos de vertente, em sequência.
- ii. Compósito – diferentes tipos de movimentos de vertente ocorrem em áreas distintas do material deslocado, podendo ocorrer em simultâneo.
- iii. Múltiplo – repetição de movimentos de vertente do mesmo tipo, com alargamento da superfície de rutura.
- iv. Sucessivo – semelhante a um movimento múltiplo, mas sem partilha da mesma superfície de rutura nem do mesmo material deslocado.
- v. Simples – consiste num único tipo de movimento de vertente, frequentemente sob a forma de um bloco pouco deformado.

2.3. Avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente

Na presente seção, é feita uma descrição dos diferentes tipos de fatores associados que controlam a ocorrência dos movimentos de vertente, assim como dos procedimentos/pressupostos que estão na base da avaliação determinística (modelos de base física – Talude Infinito) da suscetibilidade a movimentos de vertente.

2.3.1 Fatores de Instabilidade

Sempre que se verifica a existência de uma vertente, existem forças que promovem a ocorrência do movimento do material (forças tangenciais) e forças opostas que tentam resistir a esse movimento (Popescu, 1994).

A identificação dos fatores geradores de instabilidade está na base da grande maioria dos métodos de avaliação de suscetibilidade (Glade e Crozier, 2005). No entanto, na maioria dos casos, as causas dos movimentos de vertente são múltiplas e ocorrem em simultâneo, tornando por isso muito difícil e, por vezes, incorreta a identificação da causa da ocorrência (Zêzere, 2005).

Os fatores responsáveis pela ocorrência de movimentos de vertente (figura 2.1) podem ser classificados de acordo com o papel desempenhado na instabilização das vertentes (Popescu, 1994 e Glade e Crozier, 2005 *in* Zêzere, 2005): (i) fatores condicionantes; (ii) fatores de predisposição; (iii) fatores preparatórios; e (iv) fatores desencadeantes.

As características do terreno (geologia, morfologia, morfometria) são sempre consideradas como sendo fatores de predisposição da instabilidade. Os restantes fatores funcionam como preparação ou desencadeantes da instabilidade, dependendo da duração e intensidade com que ocorrem, assim como do estágio de estabilidade em que a vertente se encontrava antes do evento.

Estes fatores podem ainda ser considerados como estáticos ou dinâmicos e permitem uma determinação das condições que condicionam a ocorrência dos movimentos de vertente.

Devido à complexidade da determinação das causas dos movimentos de vertente, Popescu, (1994), considerou razoável uma sistematização simples para a classificação dos fatores condicionantes: (i) características do terreno; (ii) processos geomorfológicos; (iii) processos físicos; (iv) processos antrópicos.

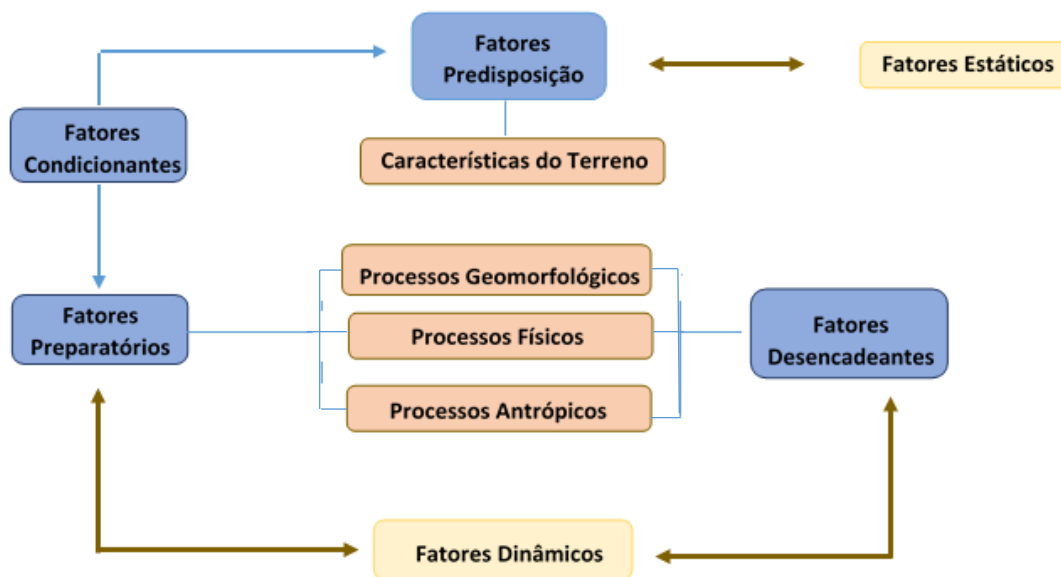


Figura 2.1 - Fatores responsáveis pela ocorrência de movimentos de vertente (adaptado de Popescu, 1994 in Oliveira, 2012)

Fatores condicionantes, determinam as condições responsáveis pela instabilidade com base na relação entre a condição do terreno e os processos geomorfológicos, físicos e antrópicos que provocam instabilidade nas vertentes a curto ou longo prazo.

Fatores de predisposição são fatores estáticos e relacionados diretamente com as características dos terrenos. Condicionam a margem de estabilidade da vertente e podem servir de catalisador permitindo que outros fatores dinâmicos de instabilidade (destabilizadores), demonstrem maior eficácia (Glade e Crozier, 2005).

Fatores preparatórios são fatores dinâmicos que provocam uma redução da estabilidade das vertentes tanto a curto como longo prazo, sem, no entanto, desencadear o movimento (Glade e Crozier, 2005).

Fatores desencadeantes representam a causa imediata da instabilidade e determinam o ritmo temporal dos movimentos de vertente (Zêzere, 2005). São aqueles que provocam o início efetivo do movimento em vertente, proporcionando a alteração do estado de uma vertente de marginalmente estável para ativamente instável (Glade e Crozier, 2005).

2.4. Métodos de Base Física

Os métodos de base física são métodos de *cartografia indireta*, quantitativos e sustentam-se nas leis físicas e mecânicas que controlam a instabilidade das vertentes, fornecendo por isso informação importante acerca dos mecanismos (fatores desencadeantes) e causas (fatores de predisposição) da instabilidade (Zêzere, 2010).

Nos métodos de base física, a abordagem à classificação dos fatores que controlam a ocorrência de movimentos de vertente tem como base a avaliação do fator de segurança (FS), sustentado na avaliação dos estádios de estabilidade (Crozier, 1986) e classificação das vertentes como estáveis, marginalmente (potencialmente) instáveis e ativamente instáveis, em função da progressiva redução da margem de estabilidade das vertentes. A importância temporal que os fatores que controlam a instabilidade das vertentes têm no valor de FS em função do estado de estabilidade da vertente ao longo do tempo é graficamente demonstrado na figura 2.2.

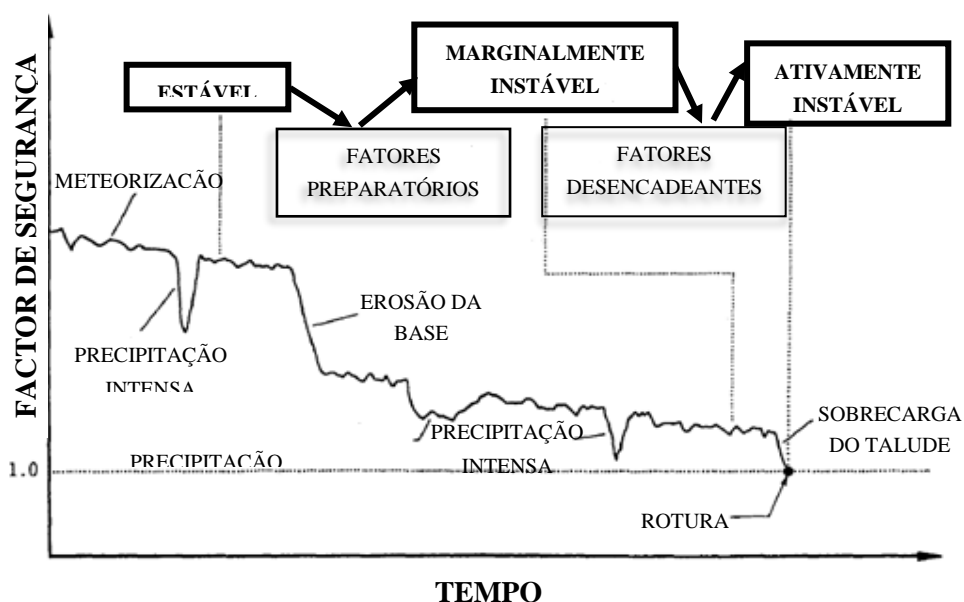


Figura 2.2 - Alterações no Fator de Segurança e margem de estabilidade de uma vertente ao longo do tempo em função da atuação de fatores preparatórios e desencadeantes da instabilidade de vertentes (adaptado de Popescu, 1994)

A ocorrência de movimentos de vertente é inerente às diferentes causas que contribuem para o aumento da tensão tangencial e redução da resistência ao corte dos terrenos. Os fatores internos e externos da instabilidade em vertentes foram sistematizados por Terzaghi, (1950), entre outros:

Aumento da tensão tangencial - por levantamento/basculamento tectónico e consequente encaixe da rede hidrográfica, provocando um aumento do declive das vertentes; por remoção do suporte lateral das vertentes por causas naturais (e.g., erosão marinha) ou antrópicas (e.g., escavações, irrigações); por aumento da carga nas vertentes devido a razões naturais (e.g., crescimento vegetação, infiltração de água) ou antrópicas (e.g., construção de aterros); ou por tensões transitórias no solo, naturais (e.g., aceleração sísmica) ou induzidas pela atividade humana (e.g., tráfego rodoviário, explosões).

Redução da resistência ao corte – por meteorização física e química das rochas e solos e consequente deterioração a longo prazo das propriedades de coesão e atrito dos terrenos; a curto prazo, pela infiltração da água e saturação dos terrenos, através da diminuição da tensão normal efetiva e da quebra da coesão aparente nos solos granulares.

2.4.1 Método do Talude Infinito (TI)

O método do Talude Infinito (TI) corresponde ao método de equilíbrio limite mais utilizado para determinação do Fator de Segurança (FS) associado à ocorrência de deslizamentos translacionais superficiais (figura 2.3) em estudos à escala regional ou local, em que, ao longo de uma superfície de rutura potencial, se determina a razão entre as forças instabilizadoras, que advêm do peso próprio da porção de solo potencialmente instável face ao declive e aos efeitos da água nos terrenos, incluindo efeitos de percolação, e da resistência ao corte mobilizada ao longo da superfície de rutura (Guzzetti, 2005).

Este método baseia-se nos seguintes pressupostos (Sharma, 2002):

- O plano de rutura é paralelo à superfície topográfica, localizando-se a uma profundidade constante e pequena quando comparada com o comprimento da vertente;
- A vertente é considerada como tendo um comprimento infinito e os efeitos terminais e laterais na área deslizada são ignorados;
- As propriedades físicas do solo e a pressão intersticial da água abaixo da superfície topográfica são consideradas constantes, sendo o fluxo da água paralelo à superfície topográfica.

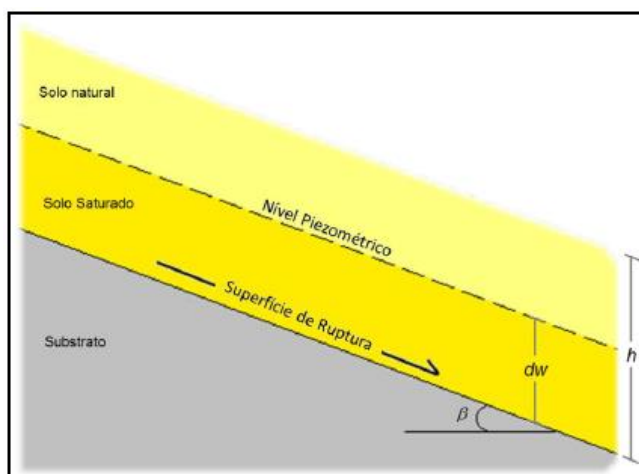


Figura 2.3 - Representação esquemática de uma vertente natural para o cálculo do Fator de Segurança pelo método do Talude Infinito (Pimenta, 2011).

Segundo Sharma (2002) uma das mais completas formulações do método é aquela que assume que o fluxo de água é paralelo à superfície (figura 2.4), permitindo a sua aplicação aos casos de estudo na presente dissertação, por ocorrerem em materiais coesivos.

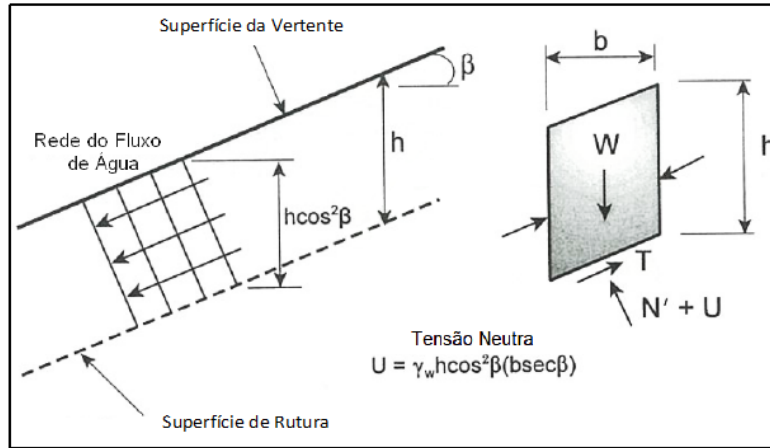


Figura 2.4 - Esquema de superfície de talude infinito, para solos coesivos e com o fluxo de água paralelo à superfície (adaptado de Abramson *et. al*, 2002 in Vasconcelos, 2011).

Com base no método do TI, é possível, então, determinar o FS para cada unidade de terreno (considerando um perfil de solo coesivo saturado e fluxo de água paralelo à superfície) dependendo da força normal (N') (Pimenta, 2011). Tal como demonstrado na figura 2.5, a tensão neutra (U), que atua no solo instável, pode ser obtida recorrendo à equação 2.1 (Sharma, 2002):

$$U = \gamma_w h \cos^2 \beta (b \sec \beta) \leftrightarrow \gamma_w h b \cos \beta \quad [2.1]$$

Em que γ_w corresponde ao peso específico da água, h à altura da porção de solo potencialmente instável, b à largura da porção de solo potencialmente instável e β ao declive da unidade de terreno.

Introduzindo, então, os dados relativos ao ângulo de atrito (ϕ') e à coesão efetiva do material existente ao longo da superfície de rutura (c'), é possível determinar a força de atrito (S) que atua na superfície (depende de ϕ' e de N'), sendo obtida por aplicação da equação 2.2:

$$S = c' b \sec \beta + (N' - U) \tan \phi' \quad [2.2]$$

Assim, o Fator de Segurança, FS (equação 2.3), pode ser calculado recorrendo a:

$$FS = \frac{c' b \sec \beta + (N' - U) \tan \phi'}{W \sin \beta} \quad [2.3]$$

Em que a força W (equação 2.4) corresponde a:

$$W = \gamma_{sat} b h \quad [2.4]$$

Substituindo a força W (equação 2.4) na equação de FS (equação 2.3) obtém-se uma nova equação com todos os fatores intervenientes para o cálculo do fator de segurança (equação 2.5):

$$FS = \frac{c' + h (\gamma_{sat} - \gamma_w) \cos^2 \beta \tan \phi'}{\gamma_{sat} h \sin \beta \cos \beta} \quad [2.5]$$

Em que γ_{sat} corresponde ao peso específico do solo saturado.

Esta análise pode ser mais generalizada, no caso de se admitir que a linha de água se encontra a dada altura d_w de $m \times h$ (m – proporção de espessura de solo saturado e h – espessura total de solo potencialmente instável) acima da superfície de rutura (Sharma, 2002).

Posto isto, a expressão geral para a determinação do Fator de Segurança (FS), (equação 2.6), será:

$$FS = \frac{c' + h x \cos^2 \beta [(1 - m)\gamma_m + m\gamma_{sub}] \tan \phi'}{h \sin \beta \cos \beta [(1 - m)\gamma_m + m\gamma_{sat}]} \quad [2.6]$$

Em que γ_m corresponde ao peso específico natural do solo e γ_{sub} ao peso específico submerso do solo e m corresponde à equação 2.7:

$$m = \frac{d_w}{h} \quad [2.7]$$

O Fator de Segurança indica a estabilidade relativa de determinada vertente (tabela 2.3).

Tabela 2.3 - Estabilidade relativa das vertentes relativamente ao Fator de Segurança (Crozier, (1986); Popescu, (1994)).

Fator de Segurança	Classe de Suscetibilidade
$FS \leq 1$	Instável (Rutura certa)
$1 < FS < 1,25$	Instável (Rutura provável)
$1,25 < FS < 1,5$	Marginalmente instável
$1,5 < FS < 2$	Marginalmente estável
$FS > 2$	Estável

3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA EM ESTUDO

No presente capítulo realiza-se a caracterização da área de estudo, incluindo a sua delimitação e enquadramentos geográfico, geológico e geomorfológico.

3.1. Enquadramento Geográfico

A área de estudo localiza-se na margem direita e setor jusante da bacia hidrográfica do Rio Grande da Pipa (RGP), afluente da margem direita do Rio Tejo, aproximadamente a 25 km a Norte de Lisboa (figura 3.1). Os limites da área de estudo abrangem 15,04 km² confinando a Norte e Oeste com as outras sub-bacias da bacia do RGP e a Sul com outras sub-bacias que drenam diretamente para o rio Tejo. O ponto mais a Norte, no extremo NE da área de estudo, corresponde à desembocadura do RGP para a planície aluvial do Tejo, drenando para o Rio Tejo a partir desse ponto, através da Vala do Carregado.

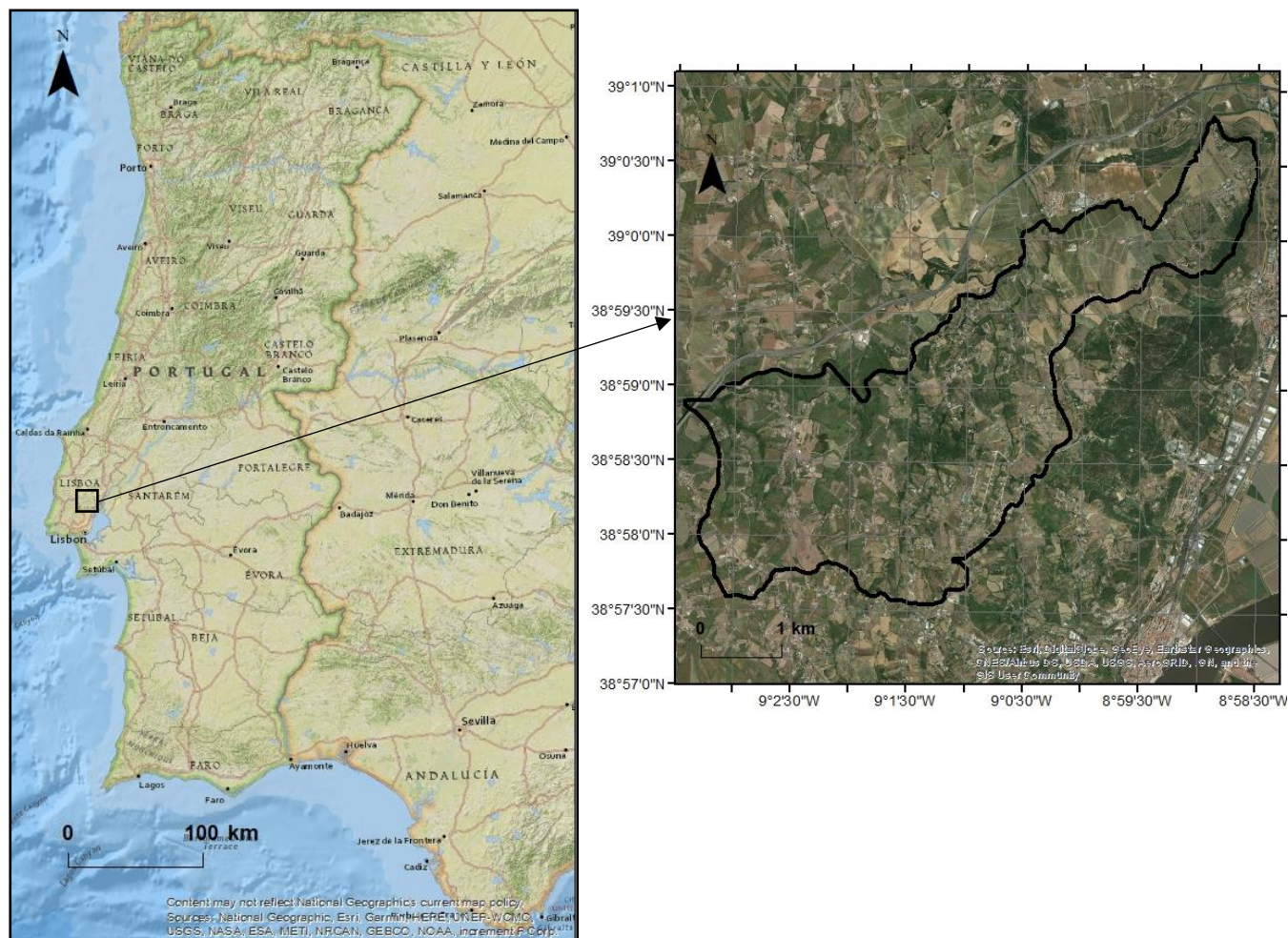
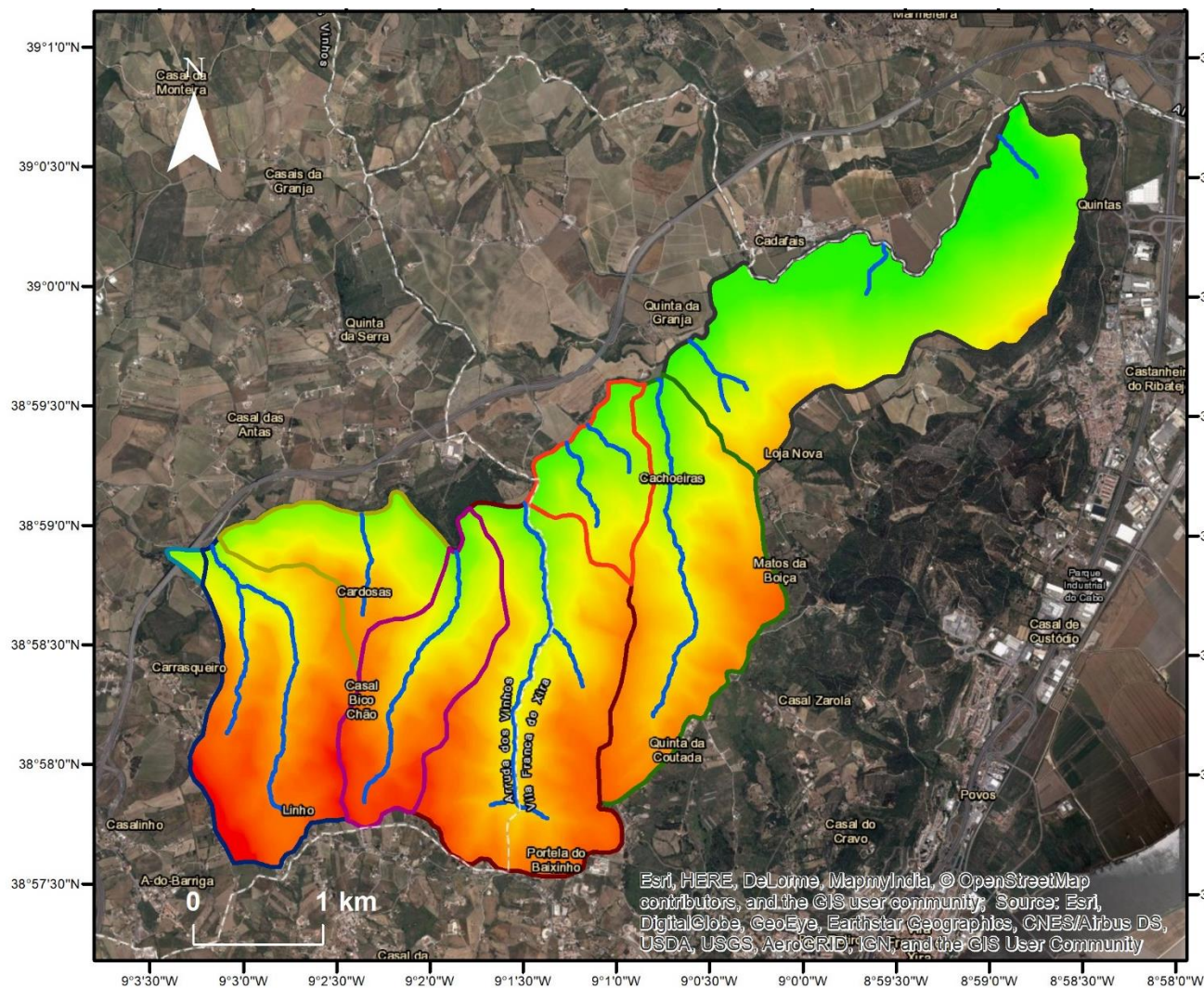


Figura 3.1 - Enquadramento geográfico da área em estudo.

Administrativamente, a área de estudo centra-se, maioritariamente, no município de Vila Franca de Xira (66,5%), englobando ainda parte do município de Arruda dos Vinhos (33,5%).

Na área de estudo foram individualizadas 8 sub-bacias hidrográficas (figura 3.2): Cachoeiras (16,6%), Cardosas (15,3%), Cardosinhas (20,6%), Casal Novo (0,3%), Casal Vale Flores (7,3%), Pucariça (10,6%), Quintas (23,9%) e Serrana (5,3%).



Legenda



Figura 3.2 - Identificação das sub-bacias que compõem a área de estudo em conjunto com as linhas de água principais, sobreposto com o Modelo digital de terreno (ArcGis).

3.2. Enquadramento Geológico

A área de estudo localiza-se na Orla Meso-cenozoica Ocidental, enquadrando-se na bacia sedimentar lusitaniana que teve o seu desenvolvimento na Margem Ocidental Ibérica (MOI) durante parte do Mesozoico, no contexto da fragmentação da Pangeia, mais concretamente, ter-se-á desenvolvido aquando da abertura do Oceano Atlântico (Kullberg *et al.*, 2013). A bacia é caracterizada por formações sedimentares constituídas maioritariamente por alternância de calcários, margas, argilas e arenitos.

A deposição de materiais no que corresponde, atualmente, à zona da bacia do RGP encontra-se associada ao 3º episódio de rifting (Kimeridgiano – Berriasiano Inf.), localizando-se no designado setor meridional da bacia sedimentar Lusitaniana, no qual se identificam várias subunidades, com grande variação de fácies e espessuras: Região de Arrábida – Barreiro-Montijo e as sub-bacias de Turcifal e Arruda (Kullberg *et al.*, 2013).

A geologia da área em estudo encontra-se cartografada na Carta Geológica de Portugal, folha 30 – D de Alenquer, na escala 1:50 000 (Zbyszewski e Assunção, 1965).

3.2.1 Características Litológicas

Na área em estudo, são predominantes as formações do Jurássico Superior, sendo que a formação mais antiga corresponde às Arcoses de Castanheira do Ribatejo, datada do Oxfordiano - Kimeridgiano e a mais recente às Aluviões de idade Holocénica (figura 3.3; Zbyszewski e Assunção, 1965). Com exceção das aluviões, todas as formações sedimentares existentes na área de estudo são pertencentes ao Complexo de camadas de Abadia (coluna lito-estratigráfica, figura 3.4), tendo sido identificados, da base para o topo, os seguintes membros:

Arcoses de Castanheira do Ribatejo – ou **Membro de Castanheira** (Leinfelder *et al.*, 1987), datada do Oxfordiano – Kimeridgiano (Leinfelder, 1993), resulta de um sistema deltaico, sendo assim designado por apresentar a sua maior expressão mais perto de Castanheira do Ribatejo, já fora da área de estudo. Com uma espessura total de cerca de 350 metros, é constituído por conglomerados arcósicos ricos em seixos e pedras de granito e gnaiss (Leinfelder, 1993).

Calcários recifais de Quintas – Datado do Kimeridgiano Inferior, ocorre acima das arcoses de Castanheira do Ribatejo, com cerca de 100 metros de espessura. A sua estrutura não é muito clara, porque a certo ponto encontra-se “misturado” com as Arcoses de Castanheira do Ribatejo, sendo maioritariamente visíveis na zona de Quintas (Leinfelder, 1993). Por observações *in situ* verifica-se a existência de blocos de calcário isolados, resultantes de possíveis grandes escorregamentos ao longo da atual encosta, possivelmente associados às camadas dos calcários do Amaral.

Formação de Abadia – Datada do Kimeridgiano Inferior a Médio, corresponde a um complexo argiloso, com de 800 a 1000 metros de espessura, constituído essencialmente por argilas, margas de cinzentas a azuladas, que, quando alteradas, tomam a coloração amarela. As margas são, na sua maioria, arenosas e

micáceas contendo nódulos calcários ou limoníticos, assim como com intercalações de grés e conglomerados, mais ou menos desenvolvidos e arenitos micáceos. (Zbyszewski e Assunção, 1965; Leinfelder, 1993).

Aluviões – Datam do Holocénico, correspondendo a aluviões argilo-arenosas, geralmente com espessura mais reduzida, atingindo os 60 metros de espessura na área de estudo (Zbyszewski e Assunção, 1965).

Filões e massas de rocha – Nas áreas de Arruda dos Vinhos e Vila Franca de Xira, os filões existentes e identificados na figura 3.3, apresentam uma direção predominante de NE – SW sendo compostos por basalto, dolerito e techenito que afloram à superfície (Zbyszewski e Assunção, 1965).

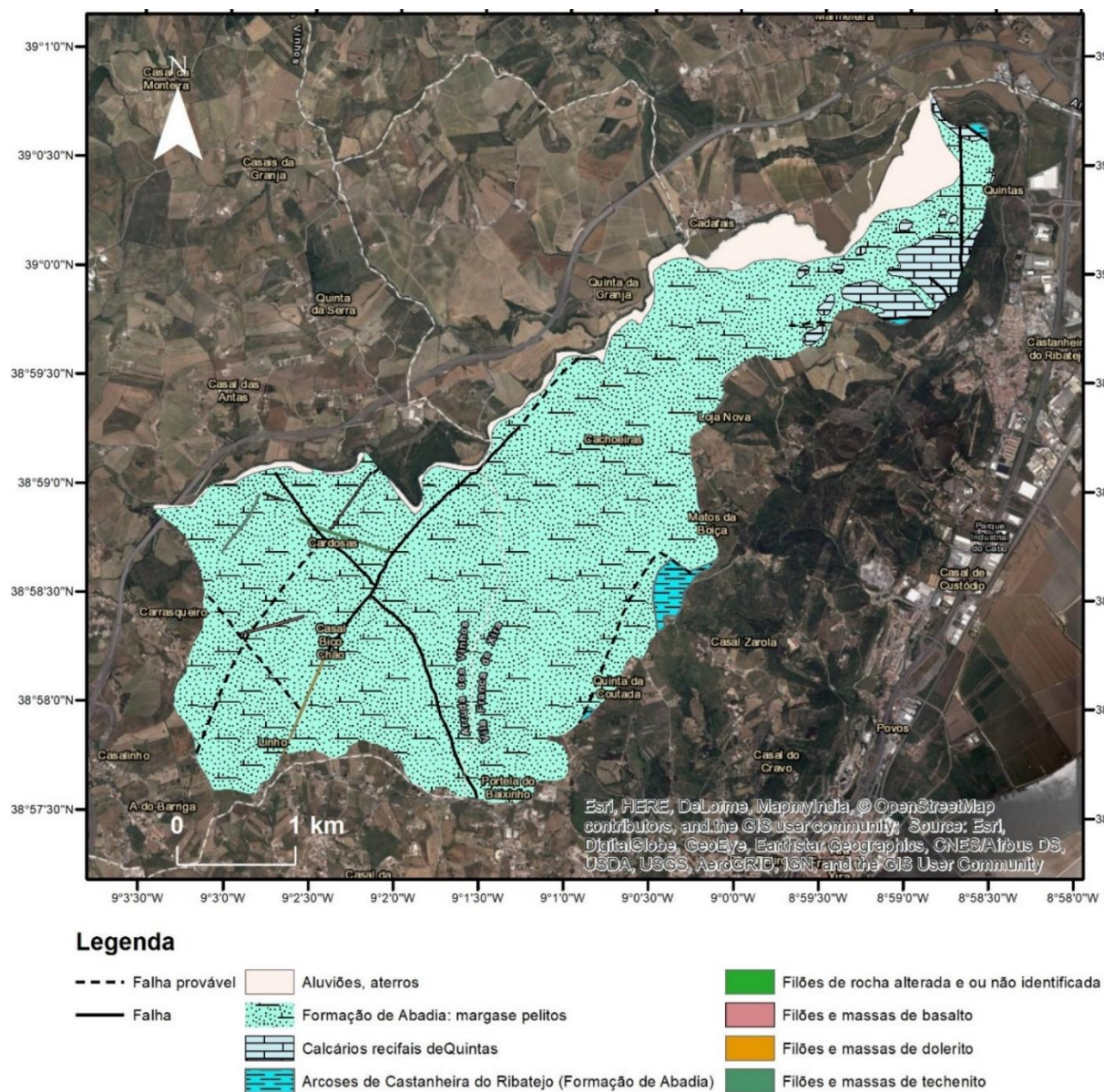


Figura 3.3 - Distribuição cartográfica das litologias identificadas na área de estudo (Zbyszewski e Assunção, 1965).

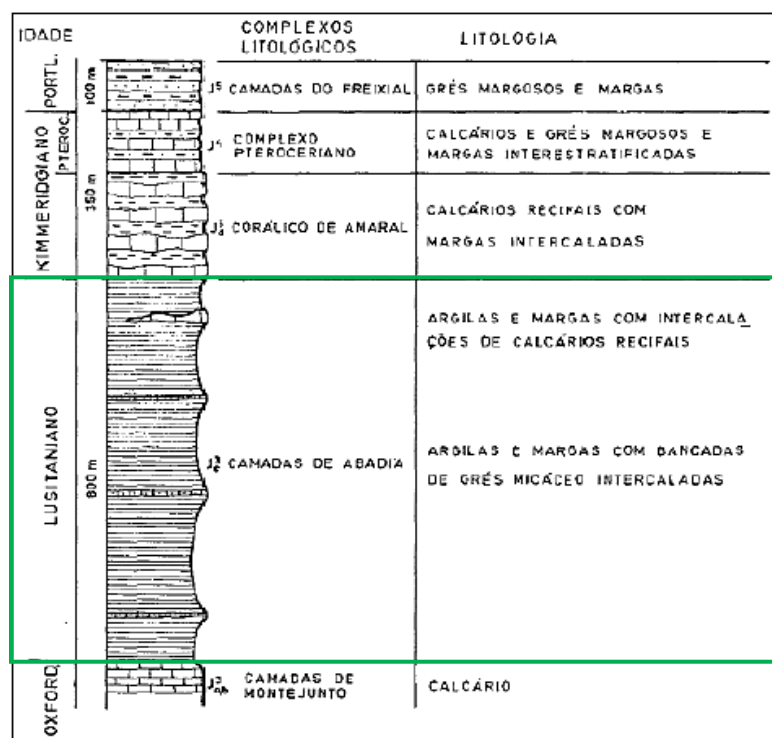


Figura 3.4 - Coluna Lito-estratigráfica extraída de Coelho, (1979a), com as camadas principais da área de estudo assinaladas com o retângulo verde.

Na tabela 3.1, observa-se a área ocupada por cada unidade litoestratigráfica destacando-se a Formação de Abadia, com 88,9 %. Com um total de 0,41% estão as diferentes rochas eruptivas que constituem os filões ou massas encontradas na área de estudo.

Tabela 3.1 - Distribuição espacial de cada unidade litológica na área de estudo.

Descrição	Área de estudo (%)	Área de estudo (km ²)
Aluviões	6,21	0,93
Formação de Abadia	88,88	13,37
Calcários recifais de Quintas	3,41	0,51
Arcoses de Castanheira do Ribatejo	1,08	0,16
Filões de rocha não identificada	0,10	0,02
Filões ou massas de basalto	0,14	0,02
Filões ou massas de dolerito	0,11	0,02
Filões ou massas de techenito	0,07	0,01
Total	100	15,04

3.2.2 Estrutura e tectónica

A bacia lusitaniana encontra-se limitada por um sistema complexo de falhas que pode ser dividido em três setores (figura 3.5) (Kullberg, 2000):

Setor Norte: localizado a Norte da falha da Nazaré;

Setor Central: Compreendido entre a falha da Nazaré e o sistema de falhas do vale inferior do Tejo;

Setor Sul: Compreendido entre o sistema de falhas do vale inferior do Tejo e a falha da Arrábida.

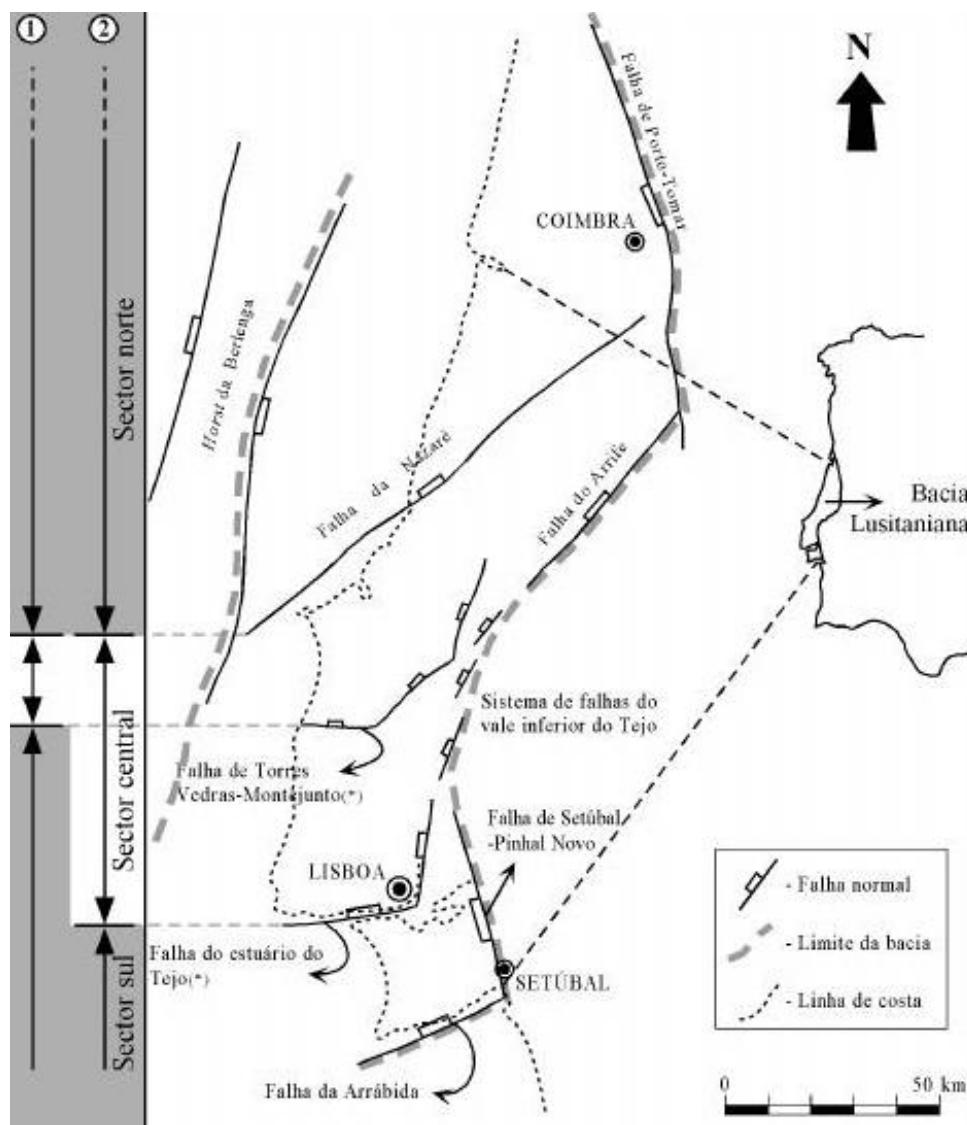


Figura 3.5 - Localização dos sistemas de falhas que constituem os limites da bacia lusitaniana (retirado de Kullberg, 2000).

Como se verifica na figura 3.5, a falha do Arrife (fAF) encontra-se ligada à falha de Setúbal – Pinhal Novo (FSPN), através de um sistema complexo de falhas normais *en échelon*, com orientações que variam progressivamente de NE – SW (fAF) para N – S (falha de Vila Franca de Xira) e NNE – SSW (FSPN) (Kullberg *et al*, 2013).

A área de estudo encontra-se localizada no setor central, sendo controlada, maioritariamente, pelo sistema de falhas do vale inferior do Tejo.

Este sistema de falhas é considerado, ainda, como um sistema tectonicamente ativo, tendo sido registados eventos significativos:

- Nos anos de 1344 e 1531, dos quais não se sabe exatamente a localização devido ao fraco registo histórico da época, mas a que foi atribuída como localização mais provável a zona do vale inferior do Tejo, localização que se baseou nos danos causados por toda a área de Lisboa. O evento de 1531, em particular, causou diversas perdas tanto materiais como humanas na cidade de Lisboa, atingindo uma intensidade VIII – IX (Cabral *et al*, 2003).
- Em 1755, ocorreu o grande sismo de Lisboa que causou danos numa larga extensão, com intensidade VII – VIII, originando um tsunami, com inúmeras perdas materiais e humanas (Cabral *et al*, 2003). Apesar desta ocorrência ter o seu epicentro a cerca de 250 km a SW de Lisboa, a atividade tectónica no vale do Tejo, mais concretamente, em Vila Franca de Xira foi mais elevada do que nas redondezas (Leinfelder, 1987).
- No dia 23 de abril de 1909, ocorreu um sismo com localização a NE de Lisboa, em Benavente, onde foi sentida uma intensidade máxima de IX (Cabral *et al*, 2003).

As intensidades de IX foram concentradas numa área de 600 a 700 km², cujo centro se situa aproximadamente a 20 km a NE de Lisboa (Moreira, 1984 *in* Cabral *et al*, 2003).

3.2.3 Características geomorfológicas

O contexto morfoestrutural da bacia do RGP, da qual a área de estudo é parte integrante, assenta numa dependência entre estrutura geológica e litologia em que as formas de relevo, expõem de forma evidente o controlo exercido pela alternância de materiais com diferente resistência à erosão (erosão diferencial, relação margas/argilas – calcários/arenitos) (Coelho, 1979; Zêzere, 1991).

Regionalmente e não considerando complicações estruturais locais, os materiais nas vertentes em torno da bacia do RGP apresentam uma disposição monoclinal com reversos suaves e anversos mais abruptos (Machado, 1991).

A altitude na área de estudo inferida através do Modelo Numérico de Elevação (MNE) à escala 1:10.000, elaborado a partir de um modelo topográfico com curvas de nível com equidistância de 5 m (figura 3.6) varia entre os 2,8 m, a NNE, na desembocadura do RGP para a planície aluvial do Tejo e os 261,6 m no extremo SW.

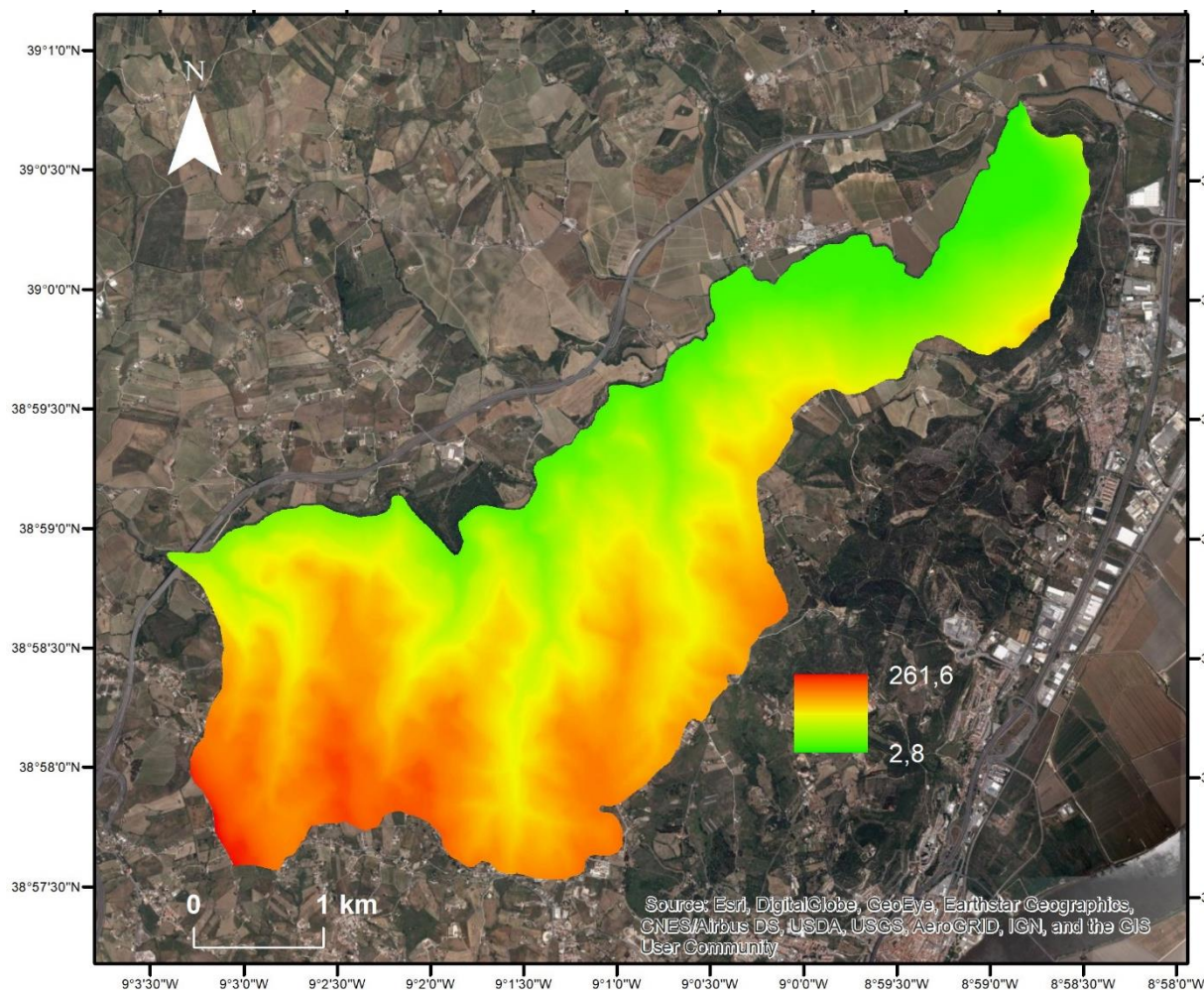


Figura 3.6 - Modelo numérico de elevação da área de estudo.

No mapa de declives correspondente (figura 3.7), nota-se que as vertentes na área de estudo apresentam declives predominantemente moderados (tabela 3.2), como expresso pelos 11,56 km² (77,4 %) da área com declives entre 5° e 20°, sendo as classes mais representadas as de 5 – 10° e 10 – 15°, com 41,97% e 27,36% da área, respetivamente. As classes de declive considerado suave (0 – 5°) representam apenas 18,16% e a classe de declive muito acentuado (> 20°) abrange apenas 4,45%.

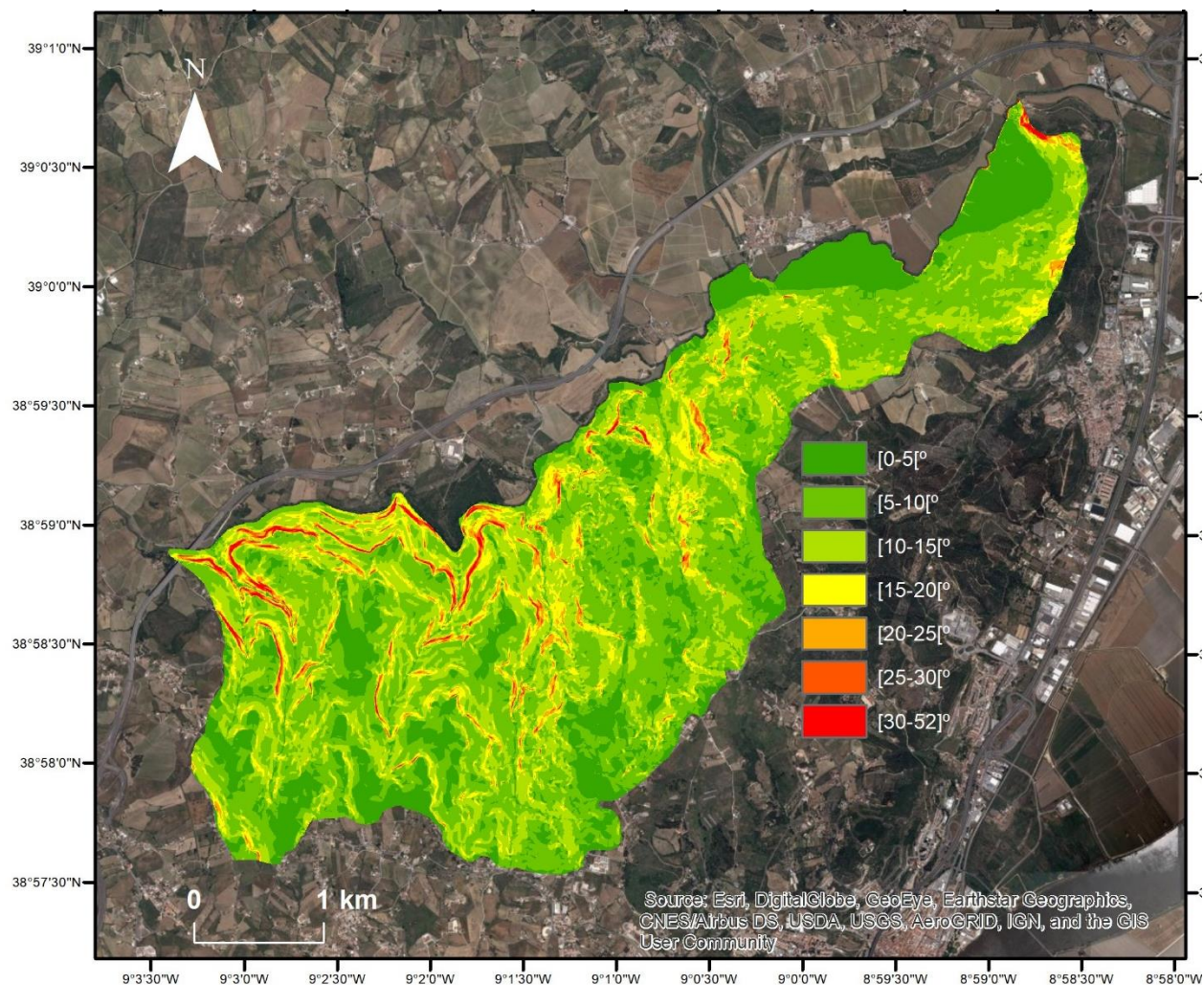


Figura 3.7 - Mapa de Declives da área em estudo.

Tabela 3.2 - Área ocupada por cada classe de declives, na área em estudo

Classes de Declive (°)	Elementos/ Classe	Área Classe	
		(Km ²) ¹	%
[0 – 5[108479	2,71	18,16
[5 – 10[250683	6,27	41,97
[10 – 15[163428	4,09	27,36
[15 – 20[48100	1,20	8,05
[20 – 25[15662	0,39	2,62
[25 – 30[6521	0,16	1,09
[30 – 52]	4365	0,11	0,73
Total	597238	14,9	100

¹ A área determinada depende do tipo de mapa de origem, vetorial ou matricial. Neste caso optou-se pela medição da área no mapa matricial.

Com este contexto geomorfológico regional em que o controle da erosão diferencial é dominante, procurou-se estabelecer, para a área de estudo, a relação entre declive e as principais litologias presentes.

Para uma melhor descrição geomorfológica, determinaram-se as percentagens relativas a cada uma das classes de declive para cada uma das principais litologias presentes na área de estudo (tabela 3.3).

Tabela 3.3 - Área ocupada por cada classe de declives, na área em estudo, considerando as litologias principais existentes.

Classe de declive (°)	Elementos/ classe	% De cada classe/ Litologia principal			
		Aluviões	Formação de Abadia	Calcários Recifais de Quintas	Arcoses de Castanheira do Ribatejo
[0 – 5[108479	4,80	13,21	0,07	0,09
[5 – 10[250683	0,83	38,99	1,59	0,56
[10 – 15[163428	0,22	25,35	1,46	0,33
[15 – 20[48100	0,09	7,55	0,38	0,03
[20 – 25[15662	0,05	2,41	0,15	0,02
[25 – 30[6521	0,04	1,01	0,05	0,00
[30 – 52]	4365	0,02	0,66	0,05	0,00
Total	597238	6,04	89,18	3,75	1,04

Através da análise da tabela 3.3 constata-se que as aluviões estão relacionadas essencialmente com áreas de declives menos acentuados [0 – 5], como seria de esperar. A percentagem de área ocupada por aluviões e declives superiores a 5° na área de estudo é pouco significativa (1,24 %).

Quanto aos calcários recifais de quintas, ao contrário de outras formações calcárias que ocorrem na bacia do RGP (e.g., formação dos calcários de Amaral, datada do Kimmeridgiano em Zbyszewski e Assunção, 1965) não dão origem a cornijas calcárias e declives acentuados (Kullberg *et al.*, 2013), como expresso pela maior percentagem de área associada a declives entre os 5 – 15 graus (3,05 % da área de estudo), sendo que associado a declives mais acentuados esta unidade ocupa apenas 0,70 % da área de estudo.

As camadas do complexo de Abadia estão no essencial, à semelhança do que ocorre na bacia do RGP associadas a vertentes de declives suaves a moderados (e.g., Oliveira, 2012), como se comprova pelos quase 72 % da área de estudo com declives inferiores a 20°.

As Arcoses de Castanheira do Ribatejo correspondem, assim, à unidade menos extensa na área de estudo (1,04 %) e dão origem, essencialmente, a vertentes de declives suaves a moderados.

4. METODOLOGIAS

Neste capítulo, serão descritas todas as metodologias utilizadas e essenciais, visando a obtenção dos resultados mais adequados e representativos.

4.1. Preparação de dados de base

4.1.1 Inventário de movimentos de vertente

O inventário de movimentos de vertente utilizado na presente dissertação foi realizado por Oliveira, (2012), apoiado por cartografia geomorfológica de campo das manifestações de instabilidade entre 2006 e 2009, sobre ortofotomapas 1:10.000 reproduzidos na escala 1:2.000. A inventariação dos movimentos de vertente, foi complementada com análise sistemática de fotografias aéreas e ortofotomapas.

O inventário baseado em fotointerpretação realizou-se por análise de ortofotomapas dos anos de 2003, 2004 e 2007 e fotografias aéreas dos anos de 1983 e 1989. O inventário é, ainda, suportado pela análise geomorfológica sustentada na altimetria à escala 1:10.000 e modelo numérico de elevação (MNE)/modelo de relevo sombreado (MRS) correspondentes, integrando, ainda, dois inventários de evento, completos para a área de estudo, correspondentes ao evento de instabilidade de 18 de novembro de 1983 (precipitações intensas e concentradas) e ao evento de instabilidade de 2009/2010, devido a precipitação moderada e prolongada ocorrida entre finais de novembro de 2009 e abril de 2010 (Oliveira, 2012). O inventário foi utilizado nesta dissertação foi atualizado pelo autor até 2013 (figura 4.1).

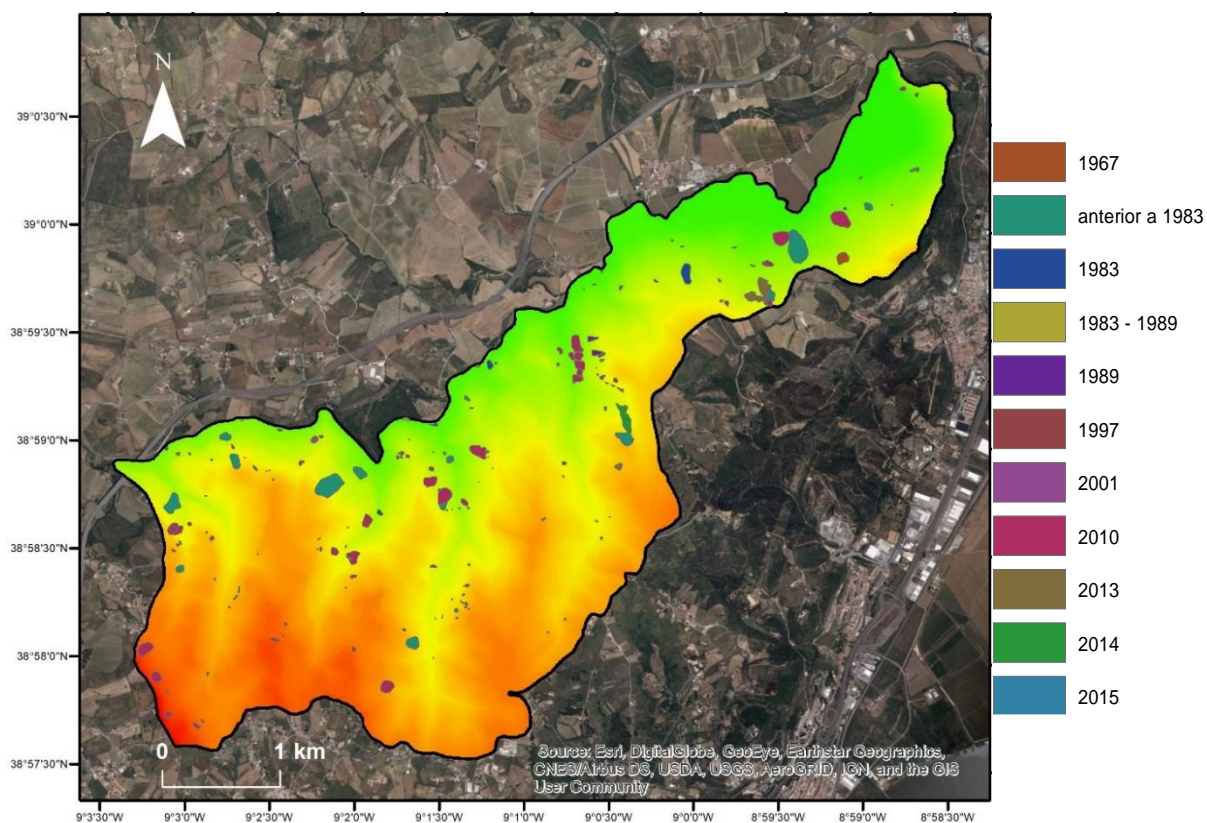


Figura 4.1 - Inventário de movimentos de vertente na área de estudo, sobreposto ao MNE (Oliveira, 2012).

Para o inventário-base, é possível determinar alguns parâmetros relativos aos movimentos de vertente ocorridos na área de estudo (tabela 4.1).

Tabela 4.1 - Principais características do Inventário de movimentos de vertente da área de estudo (adaptado de Oliveira, 2012)

Número total de movimentos de vertente	202
Data de ocorrência	Anterior a 1983 - 2013
Área mínima (m²)	8
Área máxima (m²)	35678
Tipo principal	Deslizamento Rotacional
Densidade (movimentos/km²)	13

Uma vez que o inventário-base apenas contempla os movimentos de vertente ocorridos até 2013, foi feita a atualização deste até ao final do ano de 2018 com recurso a trabalho de campo e fotointerpretação de fotografias aéreas e de imagens de satélite através do Google Earth.

Como a maioria dos movimentos de vertente inventariados na área de estudo se referem a deslizamentos rotacionais e translacionais, foi selecionado um deslizamento, datado de 2018, com reativações frequentes nos últimos anos, para um melhor conhecimento da geometria de rutura e propriedades geotécnicas dos materiais envolvidos neste tipo de deslizamentos na área de estudo.

Para tal, recorreu-se a levantamentos de campo, com recurso a GPS com correção de posicionamento em tempo real, sendo que o GPS utilizado corresponde ao Magellan MobileMapperTM CX e a correção do posicionamento em tempo real realizada com recurso ao sistema EGNOS (European Geostationary Navigation Overlay Service), de forma a obter de forma o mais rigorosa possível a geometria real do movimento e perfil. O perfil é obtido ao longo da linha de maior inclinação do movimento, desde a designada frente de movimento até à cicatriz principal.

4.1.2 Capacidade preditiva da carta de declives

A capacidade preditiva de cada uma das classes de declive foi avaliada de forma sensitiva, pela determinação do fator *effective Ratio*.

Este fator é determinado pelo cálculo da razão entre a percentagem de área deslizada em determinada classe e a área que essa mesma classe representa na área de estudo (Chung e Fabbri, 2003).

Para tal, sobrepõe-se o inventário com a Carta de Declives, determinando-se com base no ER a capacidade preditiva de cada classe de declives.

4.1.3 Correção à Cartografia Lito-estratigráfica existente

A litologia e declive correspondem às variáveis que mais diretamente influenciam a instabilidade em vertentes (Zêzere, 2005). Por esse motivo, e de forma a obter mapas de suscetibilidade mais adequados à realidade da área de estudo, é tida em consideração a melhoria da cartografia lito-estratigráfica da área de estudo.

A fotointerpretação, foi efetuada através de análise estereoscópica de 14 fotografias aéreas referentes ao ano de 2004 em suporte analógico digital (figura 4.2). O conjunto de fotografias utilizadas garante a necessária

sobreposição, para a observação estereoscópica dessas imagens para quase toda a área de estudo. Para a área em que não estão disponíveis fotografias aéreas para observação estereoscópica, foram utilizadas imagens disponibilizadas através do Google Earth, naturalmente sem estereoscopia.

Apesar de não ser possível a vectorização direta dos limites das diferentes unidades litoestratigráficas aquando da observação das fotografias aéreas com auxílio do estereoscópio, a sua georreferenciação, permite rapidamente uma associação da localização desses mesmos elementos num sistema de informação geográfica onde estejam inseridas as mesmas fotografias aéreas utilizadas na fotointerpretação.

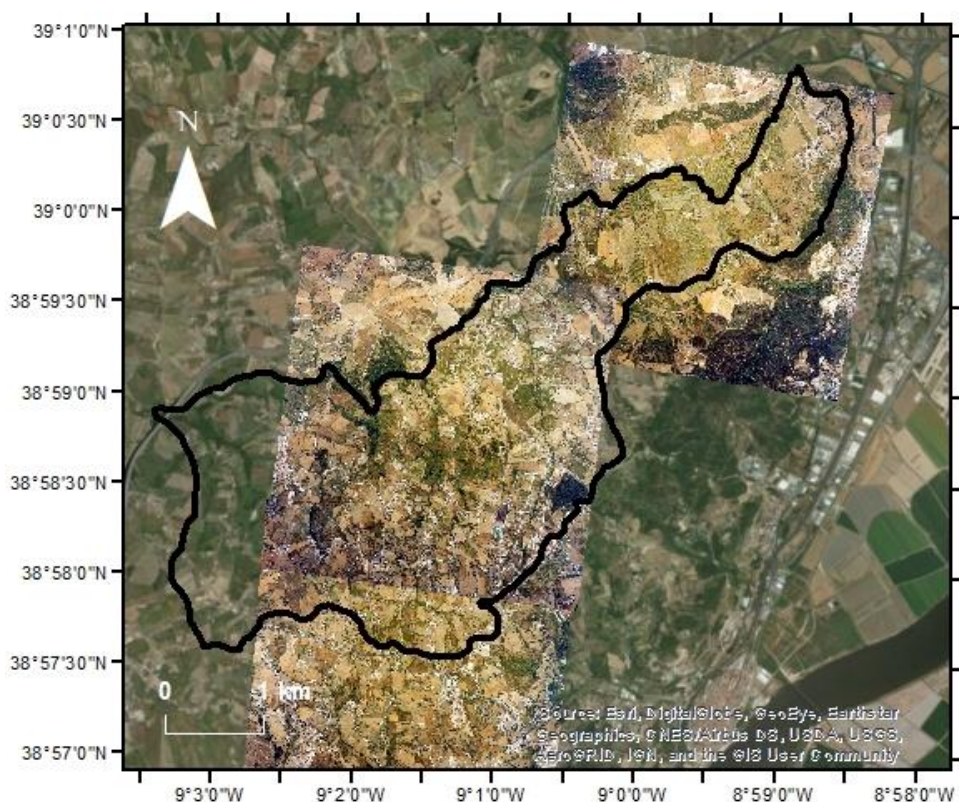


Figura 4.2 - Mosaico de fotografias aéreas, de 2004, georreferenciadas.

O estereoscópio utilizado para a fotointerpretação de fotografias aéreas em suporte digital é composto por vários elementos, como demonstrado pela figura 4.3.

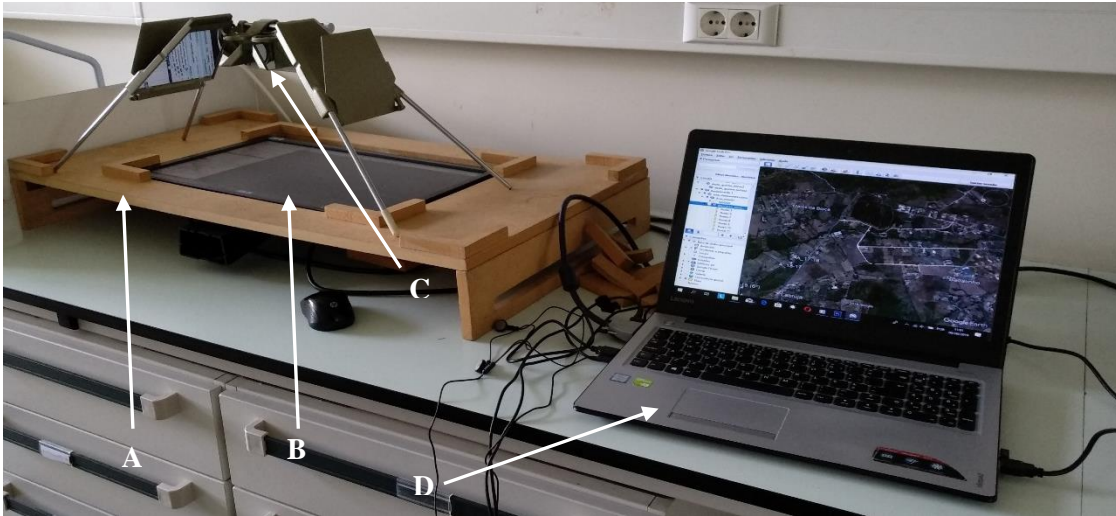


Figura 4.3 - Sistema de estereoscopia montado para realização de fotointerpretação. A - Mesa de observação; B - Ecrã LCD auxiliar; C - Estereoscópio; D - Computador portátil.

Para a montagem do sistema representado, conecta-se o ecrã LCD auxiliar, suportado adequadamente pela mesa de observação, ao computador portátil, para que as fotografias a observar sejam diretamente projetadas e observáveis no LCD.

Através do estereoscópio conseguem visualizar-se as fotografias aéreas, que quando corretamente posicionadas permitem a observação em estereoscopia.

Para observação das fotografias aéreas recorre-se a um programa de tratamento de imagens, que permite mover as fotografias e posicioná-las corretamente.

4.1.4 Ravinamentos

Existem várias definições para ravinas, sendo a mais recente e considerada a mais aplicável à área de estudo: “Canal erodido pelo fluxo concentrado, mas intermitente de água, habitualmente durante e imediatamente após a ocorrência de chuvas intensas. Sendo profundo o suficiente (normalmente > 0,5m) para interferir com a lavoura normal e não ser por ela eliminado” (Soil Science of America, 2008).

Um ravinamento pode contribuir entre 10 a 94% para a total perda de solo em determinada área. É de difícil previsão a contribuição deste tipo de estruturas na erosão total, dependendo maioritariamente do tipo de escoamento que ocorre, características específicas do solo, características da bacia hidrográfica, tamanho e forma da ravina e da encosta do canal original (Poesen *et al.*, 2003).

Na bacia do RGP, verificam-se diferentes propriedades hidrogeológicas dos solos, principalmente dentro da Formação de Abadia devido à alternância de camadas de maior e menor permeabilidade, correspondendo as primeiras a arenitos micáceos identificados, e margas e pelitos, característicos desta formação.

A maior permeabilidade dos arenitos, após um evento de elevada precipitação pode provocar a formação dos canais acima referidos, conduzindo a grandes escoamentos superficiais pelas camadas de menor permeabilidade, conduzindo a uma elevada erosão hídrica.

A realização deste tipo de cartografia tem como objetivo identificar zonas de diferentes permeabilidades, e dessa forma a validar a existência das camadas areníticas na Formação de Abadia.

A cartografia de ravinas e respetivas cabeceiras, é efetuada por observação das fotografias aéreas de 2004, realizando-se o desenho vetorial da posição dos ravinamentos em ambiente SIG, com recurso ao Software ArcGis.

4.1.5 Retroanálise de Movimentos de massa em vertentes

Trabalhos desenvolvidos em laboratório por Pimenta (2011) demonstram que os valores obtidos para a resistência dos materiais que afloram na área de estudo, são muito superiores ao esperado e até a valores apontados em diversos relatórios geotécnicos, resultados esses que são atribuídos à dificuldade na saturação das amostras. Por esta razão e pela impossibilidade de realizar trabalhos de laboratório para obtenção dos parâmetros geotécnicos e mecânicos dos solos, necessários ao desenvolvimento da presente dissertação, opta-se pela retroanálise dos movimentos identificados no inventário de deslizamentos para a obtenção desses parâmetros essenciais.

Recorrendo à fórmula do método do talude infinito (Sharma, 2002), já descritas como equações 2.6 e 2.7, e assumindo que quando ocorre a rutura, o fator de segurança é igual a 1, é possível proceder-se a uma reconstituição das condições que originaram os deslizamentos para obtenção de valores indicados para parâmetros geotécnicos associados a cada formação em que ocorreram esses deslizamentos.

Para estabelecer os parâmetros necessários, numa folha de cálculo são colocadas as informações referentes a cada unidade litológica, alterando os valores referentes à coesão (c') e ângulo de atrito interno (ϕ'), com o objetivo de obtenção de um valor de fator de segurança igual a 1.

Nos casos específicos correspondentes às unidades litológicas de Arcoses de Castanheira do Ribatejo e Calcários recifais de Quintas, como não ocorrem movimentos nessas unidades, o fator de segurança atribuído é de 1,5, para que o modelo não assuma a existência de ruturas quando não há registo da sua ocorrência, de forma a proceder à retroanálise da forma mais correta.

Relativamente ao valor do ângulo de inclinação, recorre-se aos declives médios ocupados por cada deslizamento em cada unidade litológica identificada.

Os valores correspondentes aos pesos volúmicos do solo utilizados na presente dissertação correspondem a valores determinados tendo como base estudos realizados por Pimenta (2011), Melo (2018) e Vasconcelos (2011).

4.2. Modelo hidrogeológico em condições estáticas - SHALSTAB

Para a elaboração de um modelo hidrogeológico adequado à área de estudo, foi necessário recorrer ao *software SHALSTAB*, detalhadamente descrito em Montgomery e Dietrich (1998).

Essencialmente, este modelo baseado no modelo hidrogeológico TOPOG (O'Loughlin, 1986), trata-se de um modelo hidrogeológico em condições estáticas que possibilita uma avaliação da influência das características topográficas nos movimentos em vertente, utilizando condições estáticas de precipitação na

construção de mapas para a distribuição espacial da saturação do solo (figura 4.5), baseando-se na área superficial de contribuição a montante, transmissividade do solo e declive local, identificando áreas em que podem ocorrer movimentos em vertente (Montgomery e Dietrich, 1998).

Elementos topográficos utilizados no programa TOPOG (O'Loughlin, 1986) são definidos pela interseção das curvas de nível e dos canais de escoamento (figura 4.4). A área de contribuição a montante, a (representado por sombreado mais escuro) corresponde à área cumulativa de drenagem de todos os elementos topográficos que drenam para determinado elemento, b é a largura da unidade de terreno (m), Z a espessura de solo potencialmente instável total (m), h a altura do nível piezométrico (m) e θ o declive ($^\circ$). O modelo divide a bacia em elementos topográficos (unidades de terreno, ou pixéis) definidos pela interseção das curvas de nível com os canais de escoamento, ortogonais às curvas de nível.

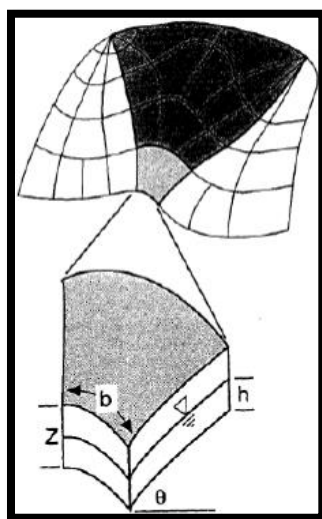


Figura 4.4 - Elementos topográficos utilizados no programa TOPOG (O'Loughlin, 1986), (Retirado de Montgomery e Dietrich, 1994).

A maior limitação apresentada na utilização do modelo SHALSTAB é o facto de só serem aplicáveis valores constantes, não permitindo uma variação espacial ou temporal dos dados relativos, por exemplo, dos parâmetros geotécnicos e hidrogeológicos dos solos ou de precipitação (Montgomery e Dietrich, 1994). No entanto, o modelo foi considerado no presente trabalho porque permite a determinação, de forma direta, da área contributiva a montante (a/b), sendo aplicado apenas o modelo hidrogeológico para a obtenção da posição do nível piezométrico (Montgomery e Dietrich, 1998).

O modelo corresponde à razão entre a espessura de solo saturado e a espessura de solo potencialmente instável, sendo aplicável pela equação 4.1:

$$m = \frac{dw}{h} = \frac{q}{T} \times \frac{a}{b \times \sin \beta}$$

[4.1]

Em que $m = dw/h$ – razão entre a espessura de solo saturado e a espessura de solo potencialmente instável; q – precipitação efetiva (m/dia), aqui considerada como limiar crítico de precipitação; T – transmissividade do solo (m^2/dia); a – área de contribuição a montante (m^2); b – comprimento da célula (m); β – declive ($^\circ$). A função q/T permite determinar qual a extensão da saturação do solo e se ocorre a uma velocidade baixa ou elevada; $a/(b \times \sin \beta)$ demonstra o efeito que a topografia tem na escorrência da água ao longo das vertentes, sendo que a relação dw/h é maior quanto maior for a área de drenagem face ao comprimento da célula (Montgomery e Dietrich, 1998).

4.2.1 Propriedades hidrogeológicas dos solos

Para a aplicação do modelo hidrogeológico em condições estáticas SHALSTAB, são necessários dados relativos ao coeficiente de permeabilidade (k) de todas as unidades litológicas presentes na área de estudo, e estes foram definidos em consonância com os dados obtidos por Malet et al (2005), em ensaios realizados em amostras colhidas na horizontal, em solos semelhantes aos que são aqui estudados. Tendo sido realizado um estudo tão específico como esse, os dados obtidos serão os mais adequados a aplicar na área de estudo. A determinação da transmissividade (T) de cada unidade, é dada pela expressão 4.2 (Lencastre e Franco, 2006):

$$T = k \times h$$

[4.2]

Em que k corresponde à condutividade hidráulica (m/dia) e h à espessura de solo (m).

4.2.2 Precipitação

Tanto a frequência como o tipo de movimentos de vertente podem estar associados a diferentes condições críticas de precipitação. Embora não seja a precipitação a desencadear diretamente os movimentos de vertente (Reichenbach et al., 1998), esta é considerada como um dos maiores impulsionadores para a sua ocorrência, quer a precipitação intensa e concentrada, quer a precipitação abundante e prolongada (Van Asch et al., 1999).

A precipitação na região a Norte de Lisboa considera-se diversificada em termos anuais e sazonais. A média de precipitação anual, tendo como referência a estação meteorológica de São Julião do Tojal é de 730 mm, sendo que os meses de verão são maioritariamente secos e a maioria da precipitação ocorrida se concentra entre Outubro e Março (78 % do total de precipitação; 72 % da totalidade de dias chuvosos) (Zêzere e Trigo, 2011).

Os deslizamentos dos tipos rotacional e translacional são de ocorrência mais comum na área de estudo, são geralmente desencadeados por uma rápida infiltração de água e pela percolação de água no solo insaturado que se sobrepõe a rocha impermeável. O aumento da pressão da água conduz à redução da resistência ao corte e perda de coesão dos solos, resultantes da saturação dos solos (Iverson, 2000).

Os deslizamentos rotacionais, que ocorrem maioritariamente em profundidade e os movimentos translacionais, que ocorrem maioritariamente à superfície ocorrem em circunstâncias distintas. Os deslizamentos rotacionais ocorrem em consequência de chuvas abundantes e prolongadas (30 – 90 dias), já

os deslizamentos translacionais e rotacionais superficiais ocorrem em consequência de chuvas intensas e concentradas (1 – 15 dias) (Zêzere *et al.*, 2015).

Os limiares de precipitação são determinados recorrendo a análise estatística, correlacionando as combinações críticas de precipitação (e.g., intensidade/duração) ocorridas num determinado evento de precipitação com a ocorrência de movimentos em vertente, cuja data de ocorrência é conhecida (Zêzere e Rodrigues, 2002).

Relativamente ao limiar de precipitação, optou-se no presente trabalho optou-se pela função proposta por Zêzere e Trigo, (2011) e Zêzere *et al.*, (2015), em que os limiares são determinados por regressão linear, dada pela equação 4.3:

$$Cr = 7,4 D + 107$$

[4.3]

Em que Cr_r corresponde à precipitação acumulada capaz de originar movimentos em vertente, medido em mm, e D à duração do correspondente evento de precipitação, medido em dias. Assim para um evento de instabilidade associado à precipitação acumulada num único dia, cenário realístico tendo em consideração que os deslizamentos superficiais nesta região ocorrem frequentemente associados a chuvas intensas e concentradas (Zêzere *et al.*, 2008), o valor de precipitação crítica de acordo com a equação 4.3 será de 114,4 mm. De acordo com Lajas *et al.*, (2016) não ocorrem mudanças significativas nos resultados de avaliação da suscetibilidade se considerada a precipitação crítica para durações de 2 e 3 dias.

4.3. Avaliação da Suscetibilidade

De forma a se obter uma melhor capacidade preditiva do modelo de suscetibilidade na área de estudo, são propostas três hipóteses a desenvolver relativas à espessura de solo potencialmente instável, com todos os dados de base já desenvolvidos e melhorados. Para cada uma das hipóteses propostas, é determinado o Fator de Segurança correspondente e os resultados posteriormente validados recorrendo a curvas ROC (curvas de predição) e cálculo da área abaixo da curva ROC.

4.3.1 Espessura de solo Potencialmente Instável

A espessura de solo potencialmente instável (h) corresponde à espessura de solo que poderá vir a ser movimentado no caso de ocorrência de movimentos de vertente, tratando-se, assim, de um dos parâmetros mais importantes nos modelos determinísticos de suscetibilidade a movimentos de vertente.

O fator h corresponde, por conseguinte, à espessura de solo, profundidade até à rocha-mãe ou até às primeiras alterações nas propriedades hidrológicas existentes, sendo amplamente reconhecido como um fator controlador de diversos processos tanto superficiais como subterrâneos, tais como a evolução da paisagem envolvente, balanço sedimentar e ocorrência de movimentos de vertente (Catani *et al.*, 2010).

A espacialização da espessura de solo é, no entanto, uma das variáveis mais difíceis de obter, porque nos mapeamentos tradicionais (escalas 1:25 000 a 1:100 000) normalmente não são incluídas informações

contínuas das propriedades dos solos e a sua obtenção por medição direta só é possível pontualmente ou em localizações muito bem monitorizadas (Catani et al, 2010).

As hipóteses de modelo de espessura de solo propostas, correspondem:

Hipótese A - sGIST - Modelo desenvolvido por Catani et al (2010):

Catani et al (2010) desenvolveram um modelo matemático, sGIST (*Simplified Geomorphological Indexed Soil Thickness*), permitindo espacializar de forma expedita valores da espessura de solo (h), para a área pretendida.

No desenvolvimento deste modelo, Catani et al, 2010, deduziram a expressão (4.4) para a determinação da espessura de solo potencialmente instável (h):

$$h = -K_c \times C \times \eta \times \phi^{-1} \quad [4.4]$$

Todos os parâmetros da equação 4.4 devem ser normalizados para valores entre 0 e 1 para aplicação do modelo, através de uma normalização linear.

Sendo:

$$\phi = 1 + \tan(\theta)$$

K_c – uma constante de calibração, determinada por tentativa e erro, de forma a aproximar o mais possível os resultados de espessura de solo do modelo aos obtidos por medições de campo. Este valor é aplicado como valor absoluto;

C – Índice que traduz a curvatura em perfil ou perfil longitudinal da vertente, é adimensional e deve ser representado por valores entre 0 (vertentes convexas, originalmente com valores negativos) e 1 (vertentes concavas, originalmente com valores positivos);

η – Corresponde à posição do perfil em determinado ponto da vertente - *Topographic Position Index* (TPI). Para a determinação desta variável foi utilizada a aplicação “Facet CorridorDesigner” (Jenness et al., 2011), comparando a elevação de cada célula do MNE com o valor médio de elevação das células nas proximidades, a uma distância máxima dessa célula (que neste caso corresponde a 25 metros de raio). O mapa resultante foi classificado consoante o desvio-padrão, obtendo-se 7 classes.

Dos valores obtidos para esta variável, os valores negativos (na normalização corresponde a 1) estão associados a fundos de vale, onde ocorre maior acumulação de solo e os valores positivos (na normalização corresponde a 0) a áreas de topo, onde ocorre preferencialmente erosão.

ϕ^{-1} – Corresponde ao declive da área de estudo, como índice adimensional. O valor mínimo corresponde a áreas de maior declive, onde a erosão ocorre com mais facilidade e o valor máximo corresponde a áreas de menor declive, em que ocorre a deposição.

Hipótese B - Modelo desenvolvido por Saulnier *et al* (1997), considerando os declives registados na área de estudo:

Este modelo para determinação da espessura de solo potencialmente instável foi desenvolvido por Saulnier *et al.* (1997) tendo por base os valores de declive verificados em cada célula da carta de declives.

Para determinação de h , que no caso do presente modelo corresponde a m_i , recorre-se à equação 4.5:

$$m_i = m_{\max} \times \left[1 - \frac{\tan \beta_i - \tan \beta_{\min}}{\tan \beta_{\max} - \tan \beta_{\min}} \times (1 - \alpha) \right] \quad [4.5]$$

Em que $\alpha = \frac{m_{\min}}{m_{\max}}$; m_{\max} corresponde ao valor máximo da espessura observada em campo e m_{\min} ao valor mínimo de espessura de solo observado no campo, considerados na presente dissertação como 2,5 m e 0,30 m, respetivamente; $\tan \beta_i$ corresponde à tangente do declive, β_{\min} (0°) ao declive mínimo e β_{\max} ao declive máximo (52°).

Hipótese C - Modelo desenvolvido por Saulnier *et al* (1997), considerando as elevações registadas na área de estudo.

Este modelo para determinação da espessura de solo potencialmente instável, que no caso do presente modelo corresponde a m_i , foi desenvolvido com base nos valores de altitude registados no Modelo Numérico de Elevação, recorrendo à equação 4.6:

$$m_i = m_{\max} - \left(\frac{m_{\max} - m_{\min}}{Z_{\max} - Z_{\min}} \right) \times (Z_i - Z_{\min}) \quad [4.6]$$

Em que m_{\max} , ou h_{\max} corresponde ao valor máximo da espessura observada em campo e m_{\min} ou h_{\min} ao valor mínimo de espessura de solo observado no campo, considerados na presente dissertação como 2,5 metros e 0,3 metros, respetivamente. Z_i corresponde à altitude registada pelo MNE, Z_{\min} à altitude mínima (2,81) e Z_{\max} à altitude máxima (261,6).

4.3.2 Razão entre espessura de solo saturado e espessura de solo potencialmente instável

A razão entre a espessura de solo saturado (d_w) e a espessura de solo potencialmente instável (h) corresponde, tal como já foi referido, a uma das mais importantes variáveis na avaliação da suscetibilidade de movimentos em vertente. A equação que determina esta razão corresponde à expressão 4.7:

$$m = \frac{dw}{h} = \frac{q}{T} \times \frac{a}{b} \times \frac{1}{\sin \beta} \quad [4.7]$$

Para determinação desta razão, utiliza-se um ficheiro em formato matricial referente a cada uma das variáveis presentes na equação: T , q , a/b e $\sin \beta$.

- Determinação da transmissividade - T .

Para determinação de T (m^2/dia), pela equação definida como 6.1, com os dados constantes na tabela 6.6 aplicados a cada mapa de distribuição de espessura de solo potencialmente instável determinada para cada um dos três modelos apresentados anteriormente.

- Precipitação efetiva - q .

Como precipitação efetiva, opta-se pelos dados relativos ao limiar crítico de precipitação.

- (a/b):

Para a obtenção desta variável, recorreu-se ao software *SHALSTAB* (*SHALTOPO – Contributing area*) para realização de um mapa correspondente para a sua aplicação de forma direta na expressão 4.7.

4.3.3 Aplicação do modelo de base física – Método do Talude Infinito (TI)

No capítulo 2 da presente dissertação foram discutidos todos os tópicos relacionados com a modelação de base física, tendo como base o método do talude infinito, ficando aí definida a expressão que serve de base ao desenvolvimento modelo de suscetibilidade a movimentos de vertente sustentado no cálculo do Fator de Segurança, expressão 2.6 (Sharma, 2002).

$$FS = \frac{c' + h \times \cos^2 \beta [(1 - m)\gamma_m + m\gamma_{sub}] \tan \phi'}{h \sin \beta \cos \beta [(1 - m)\gamma_m + m\gamma_{sat}]} \quad [2.6]$$

A expressão para determinação do fator de segurança [2.6] foi, então, aplicada a cada uma das células (5 x 5 m) da área de estudo.

4.4. TRIGRS - Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability Analysis

O Software TRIGRS trata-se de um programa de computação que se formula em linguagem Fortran, é utilizado para determinar as mudanças de pressão hidráulica, e consequentes alterações no fator de segurança, devido à infiltração das chuvas. De forma a melhorar e simplificar a implementação e utilização do modelo TRIGRS, foram implementadas propriedades por zonas que correspondem a características geológicas distintas (Baum *et al.*, 2008).

A versão original do Software (Baum *et al.*, 2002) baseou-se no método desenvolvido por Iverson (2000), contando com a implementação de históricos de tempestades intensas, uma fronteira subjacente impermeável a profundidade definida e um esquema simples de escoamento.

Os parâmetros *input* de infiltração, propriedades hidráulicas e mapa de declives podem variar por toda a área do mapa, permitindo uma análise cuidada e pormenorizada, com base em determinada sequência de precipitação, sobre a área geológica. O programa realiza todas as operações sobre um modelo numérico de elevação da área de estudo com recurso a ficheiros em formato ASSCII (Baum *et al.*, 2008).

Este tipo de análise é aplicável a áreas propícias a deslizamentos desencadeados pela precipitação. O modelo é bastante sensível às condições iniciais, sendo por isso, de grande importância que estas correspondam o mais possível à realidade, principalmente a componente que diz respeito ao fluxo e profundidade inicial do nível freático. O modelo pode gerar resultados questionáveis quando a profundidade inicial do nível freático é mal estimada (Gardner, 1958).

O programa pode correr a partir de uma linha de comandos ou numa janela simples de *input/output* com pouca interação do utilizador. O utilizador controla toda a análise através dos ficheiros de inicialização do programa que contém os nomes correspondentes a todos os ficheiros quer de *input* quer de *output* tal como todos os parâmetros necessários para que o programa funcione (Baum *et al.*, 2008).

Para aplicação do software TRIGRS é necessário recorrer a diferentes módulos, incluídos conjuntamente com o software, de forma a obter os dados necessários e corretos para a sua aplicação final.

A utilização destes módulos deve ser realizada por uma ordem específica e necessária para que os dados sejam obtidos de forma sucessiva e sem erros desnecessários, explicada seguidamente:

- i) *GridMatch* – tal como o nome indica, este módulo analisa os mapas a ser utilizados para verificar se todos têm o mesmo número de colunas e de linhas, para prevenir eventuais erros futuros. Assim, todos os mapas a ser gerados pelos módulos do *software* terão as mesmas dimensões. Os dados podem ser alterados pelo utilizador, no ficheiro de teste “*gm_in.txt*” fornecido pelo software. Os resultados obtidos, são transmitidos ao utilizador através de um ficheiro output “*GridMatchLog*” que indica o número de linhas, colunas e células existentes nos mapas comparados, caso estes tenham as mesmas dimensões, caso tal não se verifique o ficheiro output indicará a diferença para ser corrigida.
- ii) *TopoIndex* – O módulo Topographic Indexing prepara os dados para a determinação do escoamento superficial tendo por base o mdt e a carta de declives da área de estudo, colocando as células por ordem decrescente de elevação e declive, respetivamente. O mdt e a carta de declives são inseridos no ficheiro input “*tpx_in.txt*” e os dados são obtidos através do ficheiro output “*TopoIndexLog*”, indicando a existência ou não de disparidades nos mapas.
- iii) *UnitConvert* – Este módulo, tal como o nome indica, converte unidades, utiliza-se para converter os dados da distribuição cartográfica da coesão dos solos para kPa.
- iv) *Trigrs* – Por fim, recorre-se ao Trigrs para determinar o factor de segurança associado à intensidade de precipitação definida e modelos de espessura de solo potencialmente instável, de forma a perceber qual a evolução da suscetibilidade dos terrenos no decorrer de tempestades. Para tal, procede-se à alteração dos dados no ficheiro “*tr_in.txt*” para os dados pretendidos, cujos ficheiros *output* serão “*TrigrsLog*” com os resultados descritos e os respetivos mapas, em formato ASCII e que podem, facilmente, ser convertidos em raster para serem visualizados no ArcGis.

Na tabela 4.2 são apresentadas as descrições de cada uma das variáveis a introduzir no ficheiro “*tr_in.txt*” com os respetivos valores utilizados na presente dissertação, na tabela 4.3 são indicados todos os mapas necessários, em formato ASCII para fazer correr o programa e finalmente as indicações de cada uma das zonas inseridas no TRIGRS com a descrição da litologia e granulometria correspondentes (tabela 4.4).

Tabela 4.2 - Tabela de descrição das variáveis necessárias a aplicação do software, com indicação dos valores utilizados neste trabalho.

TRIGRS	Variável	Descrição	Valor
	imax	Número de células do mapa, excluindo células nulas.	597238
	row	Número de linhas (resultado da utilização do gridmatch)	1208
	col	Número de colunas (resultado da utilização do gridmatch)	1431
	nwf	Número de fatores que determinam do escoamento (determinado por utilização do TopoIndex)	597238
	tx	Multiplicador que, em conjunto com o nper, determina o numero de passos a realizar.	2
	nmax	Controla o número máximo de termos usados na computação. O valor nmax = 30 é adequado para assegurar convergência.	30
	nzs	Determina o quão detalhada será a simulação considerando a espessura de solo.	10

mmax	Determina de que forma é tratada a pressão dos poros. É recomendada a utilização de mmax = 20.	20
nper	Número de períodos a considerar para análise de diferentes intensidades de precipitação durante uma tempestade	2
zmin	Valor de espessura de solo mais baixa de forma a determinar a pressão nos poros (entre 0.01 e 0.1)	0.01
uww	Peso volúmico da água	9.8 e 3
t	Tempo de duração da tempestade (em s)	3600 s
zones	Cada zona corresponde a uma litologia diferente, enumeradas.	6
zmax	Valor de espessura de solo mais elevada de forma a determinar a pressão nos poros, se negativo, o programa lê o ficheiro ASCII disponibilizado.	-3.001
depht	Profundidade inicial do nível piezométrico (>0)	1
rizero	Taxa de infiltração	2
Min_Slope_Angle	Angulo de inclinação mínimo apresentado na carta de declives	0
cohesion	Valores da coesão (c'), indicado para cada zona definida, consoante a litologia	Ver tabela 5.3
phi	Valores de ângulo de atrito interno (ϕ), indicado para cada zona definida, consoante a litologia	Ver tabela 5.3
uws	Valores do peso específico do solo (γ), indicado para cada zona definida, consoante a litologia	Ver tabela 5.3
diffus	Valor determinado com recurso à equação 4.8	
k-sat	Valores de coeficiente de permeabilidade, indicado para cada zona definida, consoante a litologia	Ver tabela 5.4
theta-sat	Valores do peso específico do solo saturado (γ_{sat}), indicado para cada zona definida, consoante a litologia	Ver tabela 5.3
theta-res	Valores do peso específico do solo submerso (γ_{sub}), indicado para cada zona definida, consoante a litologia	Ver tabela 5.3
alpha	Parâmetro indicativo da distribuição do tamanho dos grãos, para cada litologia (valores apresentados por ordem:	Ver tabela 4.4
cri	Intensidade de precipitação para cada período.	28.8 (mm/h)
capt	Duração da precipitação intensa para o fim de cada período	0.0, 3600

Tabela 4.3 - Mapas necessários para uma correta implementação do software

TRIGRS	Mapa	Descrição
	MDT	Modelo Digital de terreno, em formato ASCII
	slope	Carta de declives, em formato ASCII
	zones	Distribuição das litologias na área de estudo, em formato ASCII (tabela 4.4)
	zmax	Distribuição cartográfica da espessura de solo potencialmente instável, em formato ASCII

Tabela 4.4 - Dados relativos ao mapa Zones, com indicação da litologia correspondente e granulometria.

Zona	Litologia	Granulometria (mm)
1	Calcários Recifais de Quintas	0.067
2	Arcoses de Castanheira do Ribatejo	0.035
3	Arenitos Micáceos	0.014
4	Margas e Pelitos	0.014
5	Depósitos de Vertente	0.035
6	aluviões	0.012

Relativamente aos dados a utilizar na presente análise, foram os valores determinados por cada uma das hipóteses propostas, A, B e C às quais foi aplicada determinada intensidade de precipitação.

Os dados relativos à Difusividade hidráulica, que corresponde ao fluxo de fluídos que percorre meios porosos, foi determinada, através da equação 4.8 (Fisher et al, 2001):

$$D = K / \rho w g (\alpha + n\beta) \quad [4.8]$$

Em que K corresponde à condutividade hidráulica, pw à densidade da água, g à aceleração da gravidade, α e β aos coeficientes de compressão para a média da porosidade dos solos e da água, respetivamente, e n corresponde à porosidade do sedimento.

Os valores para a distribuição do tamanho dos grãos, para cada litologia, foram determinados com base nos dados laboratoriais obtidos por Pimenta (2011).

Quanto aos dados a implementar no *software* relativos à intensidade de precipitação, foi selecionado o valor de 28.8 mm/h (Godinho, 1984) correspondendo a 1 hora de precipitação intensa (3600 s).

4.5. Validação dos modelos de Suscetibilidade

Uma das etapas mais importante, da avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente, porque é o que determina o seu sucesso/insucesso, é referente à validação dos resultados obtidos. O método mais comum para a validação de resultados recorre à realização de curvas ROC (*Receiver Operating Characteristic*).

Uma curva ROC corresponde a um teste de hipóteses, sendo aplicável em diversos contextos, traduzindo-se numa simples representação gráfica, que avalia o desempenho do teste ou modelo desenvolvido, através de índices de precisão da curva ROC resultante ou da área abaixo da curva ROC (Braga, 2000).

As curvas ROC consistem na representação gráfica de dois pares: Sensibilidade, correspondendo à fração de verdadeiros positivos (FVP), nas ordenadas, e 1 – especificidade, correspondendo à fração de falsos positivos (FFP), nas abcissas (figura 4.5).

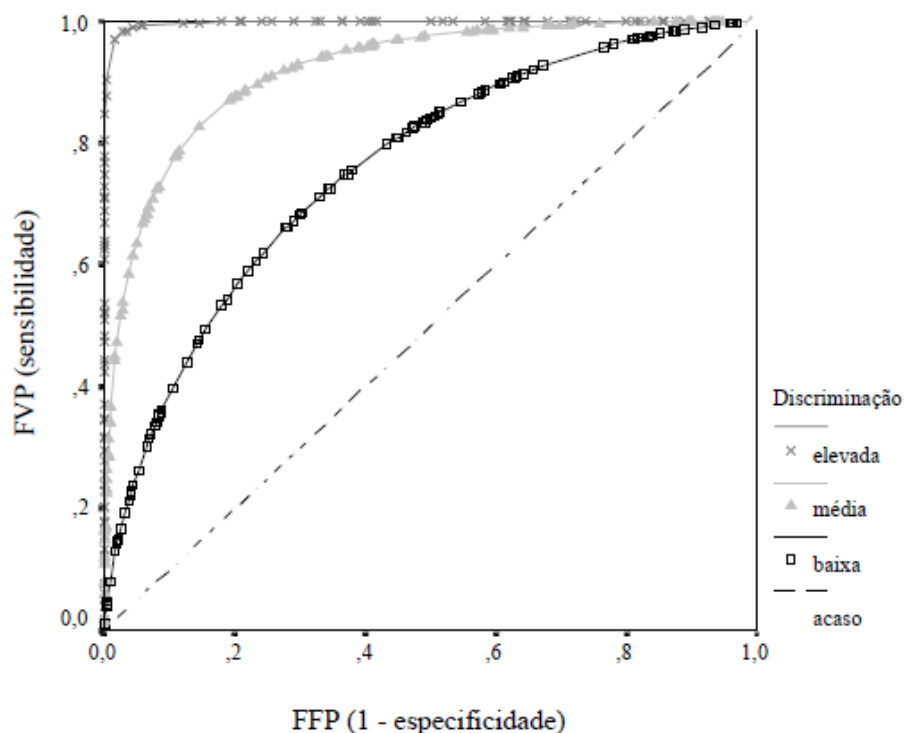


Figura 4.5 - Curvas ROC que representam três graus de capacidade de discriminação (Retirado de Braga, 2000).

Analisando a figura 4.5, é possível perceber que o modelo cuja curva ROC se encontra mais próxima do canto superior esquerdo, possui uma maior capacidade de discriminação, logo, corresponderá ao modelo com maior capacidade preditiva, quando adaptado aos estudos de instabilidade em vertentes.

A validação dos modelos de suscetibilidade sustentada na determinação do Fator de Segurança efetua-se para toda a área de estudo, assumindo, não uma interpretação em sentido restrito do valor de FS, mas assumindo uma interpretação mais abrangente, sustentada na hierarquização do valor de FS, onde as células com valores de FS mais baixos, correspondem às áreas mais suscetíveis e as que tem valores de FS mais elevados às áreas com menor suscetibilidade.

Segundo Guzzetti (2005), para que o modelo seja considerado aceitável ou bom deve ter um valor de AAC de, no mínimo, 0.75, para ser considerado muito bom, os valores de AAC devem encontrar-se entre 0.80 e 0.90, acima deste último valor, o modelo é considerado excelente.

Para o efeito cada modelo de suscetibilidade é cruzado com inventário de deslizamentos (inventário-final), e em Excel, calculados as FVP e FFP para construção das respetivas curvas ROC e determinação dos respetivos valores de área abaixo da curva ROC.

Para a validação de resultados, são excluídos do inventário de deslizamentos, os movimentos ocorridos na unidade litológica correspondente às Aluviões, porque a ocorrência desses movimentos dá-se nas margens do leito dos rios, por sapamento lateral em locais com declives mais acentuados que não são representados na base topográfica utilizada no presente estudo.

5. Resultados

No presente capítulo são apresentados e discutidos todos os resultados obtidos no decorrer dos trabalhos.

5.1. Dados de base finais

5.1.1 Inventário de deslizamentos

A atualização do inventário-base, descrito na seção 4.1.1 com base em observações de campo e fotointerpretação de imagens disponibilizadas no Google Earth permitiu inventariar e caracterizar mais 5 deslizamentos na área de estudo (figura 5.1).

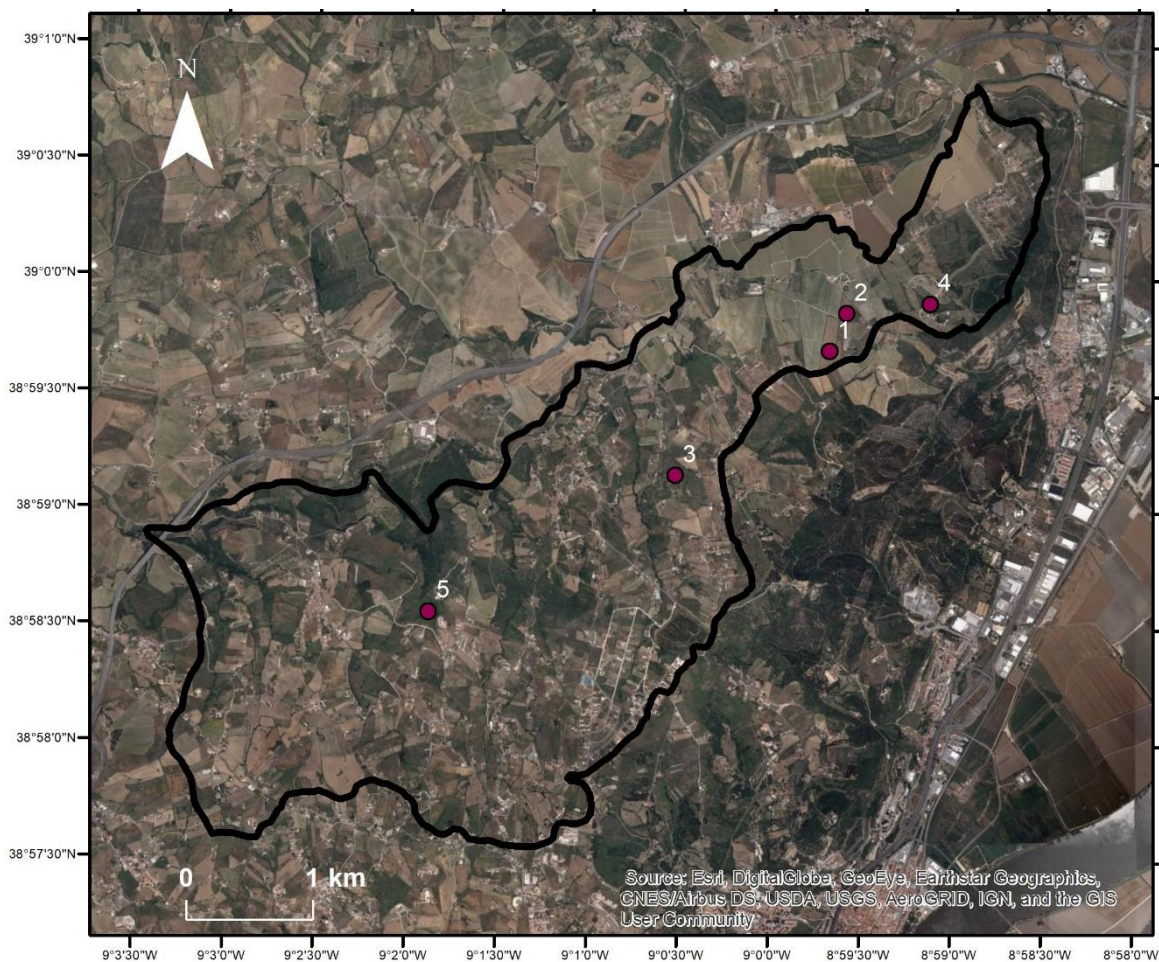


Figura 5.1 - Identificação de deslizamentos, em campo e por fotointerpretação 2018.

De todos os deslizamentos identificados, foi selecionado 1 movimento de vertente como caso de estudo (1 na figura 5.1) por se tratar de um deslizamento recente, rotacional - translacional e com geometria possível de quantificar e por essa razão permitir obter parâmetros mais apropriados para um modelo geral, aplicável a toda a área de estudo.

Com a identificação dos movimentos de vertente, foi possível determinar algumas das suas principais características (tabela 5.1):

Tabela 5.1 -Características dos movimentos de vertente identificados.

Movimento	1	2	3	4	5
Data	2018	2018	2018	2018	2018
Estado de atividade	Reativação	Reativação	Reativação	Reativação	Reativação
Área (m ²)	781,9	2371,5	322,5	191,7	601
Tipo	Deslizamento Rotacional - Translacional	Deslizamento Rotacional - Translacional	Deslizamento Rotacional - Translacional	Deslizamento Rotacional - Translacional	Deslizamento Rotacional - Translacional

Na figura 5.2 e recorrendo ao Goolge Earth foi possível verificar que o movimento 1 corresponde a reativação de movimentos de vertente anteriores. Na figura é ainda possível verificar que a reativação ocorre, com a geometria do deslizamento a manter-se muito aproximada à do deslizamento anterior, demonstrando-se que a superfície de rutura e o eixo de translação não sofrem grande alteração.



Figura 5.2 - Imagens do caso de estudo 1, deslizamento Rotacional-Translacional, com reativação em 2018. (Fonte: Google Earth, acessado a 08/06/2018).

O inventário de deslizamentos, após a sua atualização, encontra-se representado na figura 5.3.

Após atualização do inventário, encontram-se 207 movimentos inventariados, com área mínima de 8 m², área máxima de 35678 m², área média de 2064,8 m² e um total de área deslizada de 421 368,4 m².

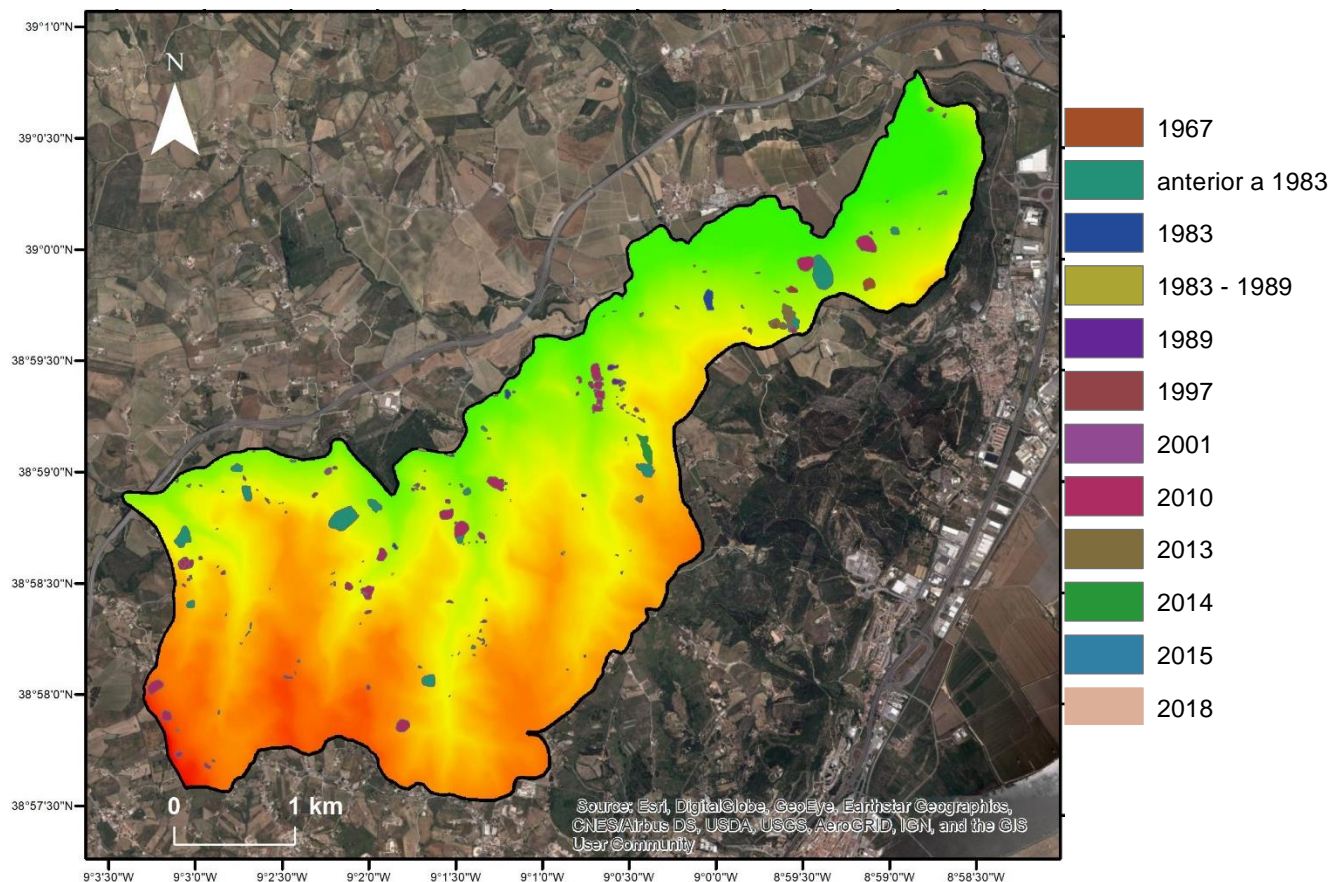


Figura 5.3 - Inventário atualizado, sobreposto com o MNE.

De forma a garantir um melhor controlo da geometria e rigor posicional dos movimentos identificados, procedeu-se ao levantamento de dados no campo com recurso a GPS, obtendo-se então uma geometria do deslizamento mais próxima da real e foram cartografados alguns elementos que permitam caracterizar melhor a deformação interna (e.g., cicatriz secundária, área de acumulação e área de depleção, perfil longitudinal), como por exemplo, para o deslizamento 1 (Figuras 5.4 e 5.5).



Figura 5.4 - Levantamento, com GPS, da área do deslizamento

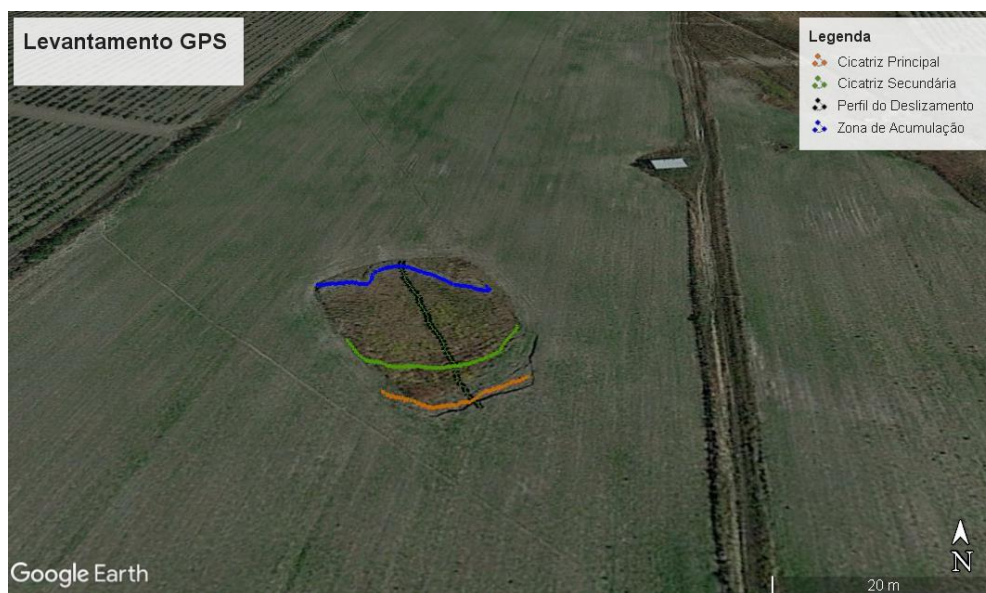


Figura 5.5 - Levantamento das características específicas do deslizamento com recurso a GPS

O perfil longitudinal do deslizamento 1 (figura 5.6), permite inferir que o deslizamento ocorre sem deformação substancial do material afetado.

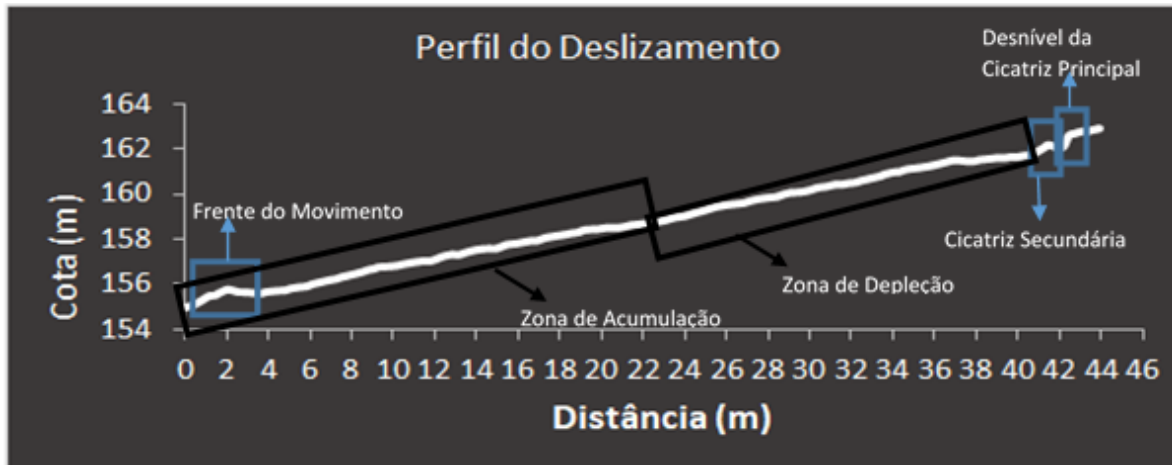


Figura 5.6 - Identificação das características do deslizamento, no perfil

Foi verificado, *in situ*, que o desnível vertical das cicatrizes (principal e secundária, figura 5.7) corresponde a valores entre 0,6 m e 0,75 m.

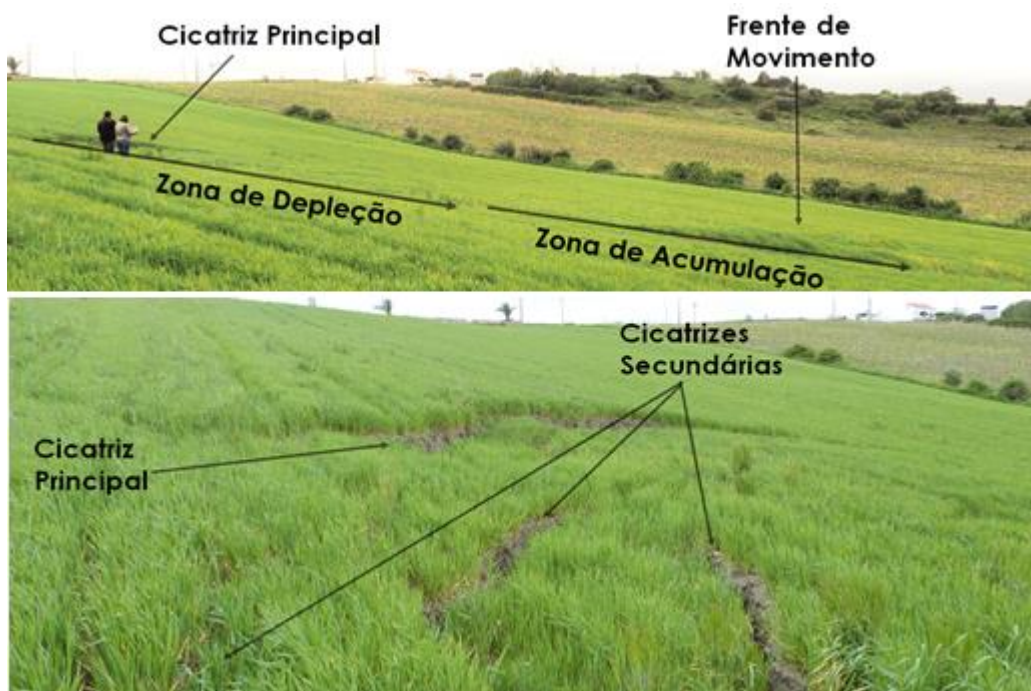


Figura 5.7 - Identificação in situ das características do movimento.

No campo, foram também observadas as cicatrizes (principal e secundária) representadas na figura 5.8:



Figura 5.8 - Imagem demonstrativa das cicatrizes do deslizamento; A - Cicatriz Principal; B - Cicatriz Secundária.

À superfície as fendas aparentam ser verticais, mas a sua abertura e individualização de pequenos compartimentos abatidos entre a cicatriz principal e secundárias, demonstram uma deformação em translação no interior do material deslizado. No caso dos deslizamentos do tipo rotacional, são caracterizados por basculamento do material deslizado para montante.

5.1.1 Capacidade preditiva da carta de declives

Pelo cruzamento do inventário de movimentos de vertente com o mapa de declives da área de estudo (apresentada na secção 3.2.3) é possível determinar quais as áreas que apresentam maior predisposição para a ocorrência de movimentos de vertente, testando assim a sensibilidade desse fator de predisposição através do cálculo do *effective ratio* para cada classe da variável.

Como já descrito no capítulo 4, o primeiro passo para determinar o ER, passa por sobrepor o inventário ao mapa de declives (figura 5.9).

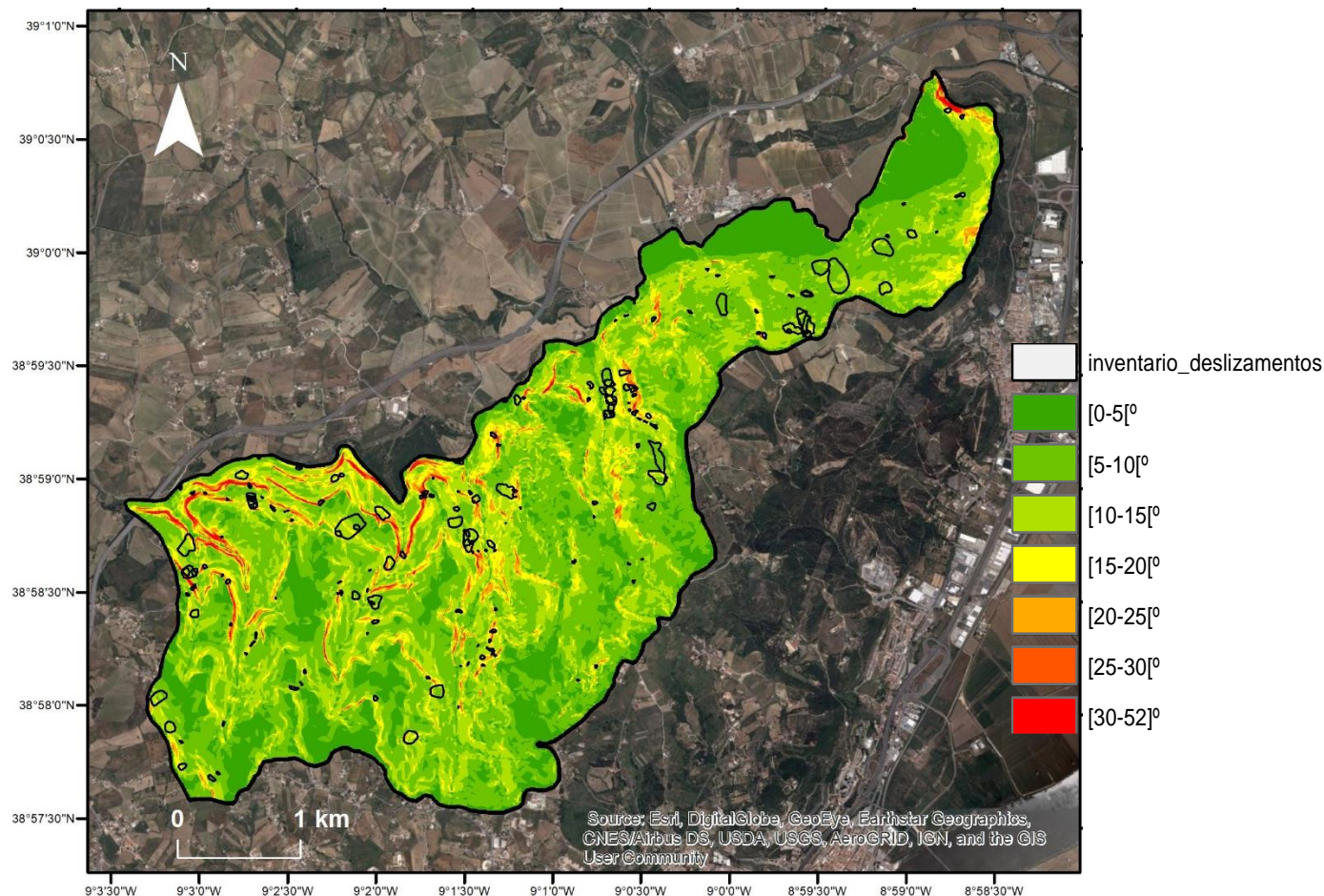


Figura 5.9 - Inventário de deslizamentos, sobreposto ao mapa de declives.

Esta sobreposição permite a determinação dos dados constantes na tabela 5.2:

Tabela 5.2 - Dados que relacionam as classes de declive com o inventário de movimentos em vertente

Classes de Declive (°)	Elementos/ Classe	Área Classe %	Número Deslizamentos	Área Deslizada%	ER
[0 – 5[107495	18,2	3	0,3	0,02
[5 – 10[249452	42,2	28	5,4	0,13
[10 – 15[163166	27,6	39	22,5	0,82
[15 – 20[45471	7,7	52	32,2	4,19
[20 – 25[15125	2,6	34	20,7	8,10
[25 – 30[6554	1,1	21	10,7	9,68
[30 – 52]	4214	0,7	25	8,2	11,47
Total		100	202	100	

Pela tabela percebe-se facilmente que apesar de nas zonas com declives incluídos na classe [15-20] ser onde ocorrem mais movimentos de vertente, mais concretamente 52 movimentos correspondentes a 32,2 % de área deslizada, a classe com maior capacidade preditiva é a classe [30-52] com um $ER=11,47$. Este resultado já seria expectável precisamente devido à área da classe e respetiva área deslizada e porque se trata de um declive muito acentuado, onde tipicamente, os movimentos em vertente superficiais são mais comuns (IGME, 1987; Zêzere, 2005; Oliveira, 2012).

5.1.2 Correção à Cartografia lito-estratigráfica existente

Tendo em consideração que os dados de base utilizados em estudos de movimentos de massa em vertente são de extrema importância, verificou-se a necessidade de, com base nas fotografias aéreas e sua interpretação com recurso ao estereoscópio e com base em observações de campo, proceder à melhoria desses dados de base.

Posto isto, procede-se a uma melhoria da cartografia lito-estratigráfica existente para a área em estudo.

As Arcoses identificadas demonstram que terá sido necessária muita energia para o transporte dos materiais que as constituem devido à presença de xistos e quartzitos de maiores dimensões, variando de 1 a 30 cm (Leinfelder, 1993), sendo possível em algumas zonas mais próximas de Castanheira do Ribatejo, onde as arcoses apresentam uma maior extensão e em que se tornam praticamente na única representação da Formação de Abadia, a verificação, a olho nú, da existência de clastos de maiores dimensões e granulometria mais grosseira (figuras 5.10 e 5.11). As camadas de arcoses apresentam inclinações de 15° NE. A presença de intercalações entre a Formação de Abadia e as Arcoses de Castanheira do Ribatejo, demonstra que a sua formação deve ter ocorrido na mesma época, por esse motivo considera-se que as Arcoses estão incluídas na Formação de Abadia. Foram então realizadas novas delimitações para a localização das Arcoses consoante as observações de campo.



Figura 5.10 - Arcoses de Castanheira do Ribatejo. É possível verificar a existência de clastos de maior dimensão de quartzito.



Figura 5.11 - Arcoses de Castanheira do Ribatejo, perto da cidade que lhes dá o nome, onde demonstram a sua maior expressão. A localização deste afloramento é 38°59'48.73"N, 8°58'40.09"W.

Na Formação de Abadia, foram individualizados espacialmente os afloramentos de arenitos, que se encontram intercalados com as margas e pelitos. Estes correspondem a arenitos micáceos, de cor amarelada e granulometria muito fina, que se apresentam em afloramentos com forma lenticular, apresentando-se com inclinações reduzidas, inferiores a 10° na maior parte d sua extensão (figura 5.12).



Figura 5.12 - Arenitos Micáceos que compõem a Formação de Abadia.

Relativamente aos Calcários Recifais de Quintas, identificam-se facilmente no estrangulamento da bacia junto à zona de Quintas e através das fotografias aéreas, tornado, possível, então, uma delimitação mais correta na área de estudo (figura 5.13). As camadas correspondentes aos Calcários Recifais de Quintas apresentam inclinações de 20° NW (a Norte da área de estudo) e 25° NE (a Este da área de estudo).



Figura 5.13 - Afloramento de Calcários Recifais de Quintas.

No campo não foram observados os filões descritos na carta geológica inicial, deduzindo-se que os mesmos não têm expressão cartográfica face aos objetivos do presente estudo, em que os diferentes mapas de base têm píxel com 5m no terreno. Por essa razão, os mesmos não se encontram representados na nova cartografia lito-estratigráfica.

Foram identificados depósitos de vertente como resultado de movimentos ocorridos na Formação de Abadia, sendo assim descritos porque percebe-se a existência de movimento de vertente, ou seja, que aquele material não corresponde a terrenos *in situ* e, por isso, resultará de movimentos anteriores.

É possível, então, apresentar o mapa lito-estratigráfico modificado (figura 5.14), com a presença dos afloramentos de arenitos micáceos, com forma lenticular e os depósitos de vertente ainda existentes, tendo sido alterados os limites correspondentes aos calcários recifais de quintas e arcoses de Castanheira do Ribatejo e, tendo por base a coluna lito-estratigráfica existente (Coelho, 1979a), a realização de uma nova proposta para coluna lito-estratigráfica para a área de estudo (figura 5.15).

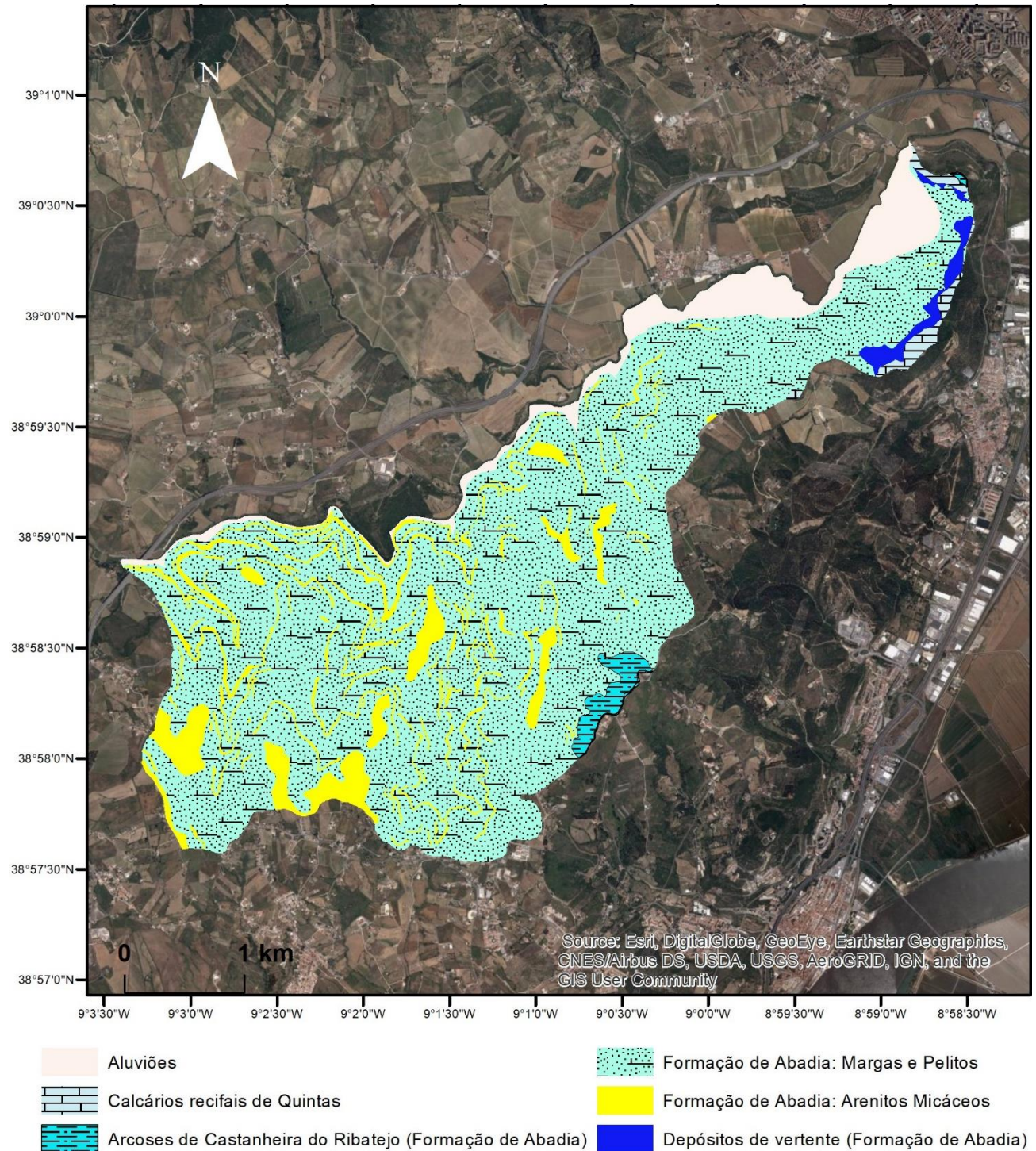


Figura 5.14 - Cartografia lito-estratigráfica construída a partir de interpretação estereoscópica e de campo.

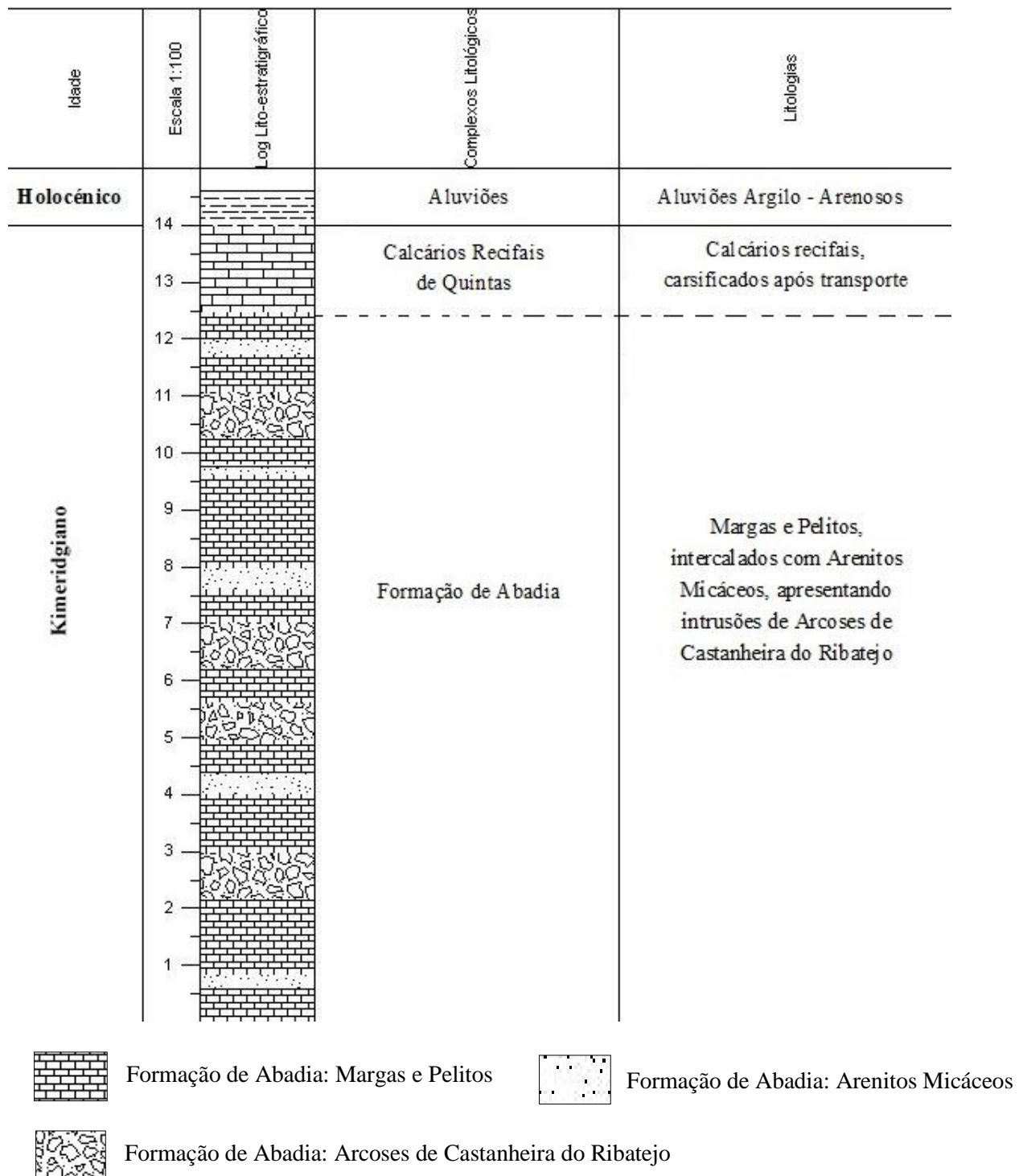


Figura 5.15 - Proposta de nova coluna Lito-estratigráfica, tendo em consideração as alterações à carta geológica.

5.1.1 Ravinamentos

Não foi possível, na área de estudo, através de trabalho de campo, verificar a existência de um elevado número de ravinamentos principalmente devido à intensa atividade agrícola existente, visto que os terrenos onde ocorrem estas estruturas são frequentemente alvo de intervenção para melhor aproveitamento agrícola.

Com a observação das fotografias aéreas e de campo, é então possível, apresentar a cartografia de ravinamentos existentes na área de estudo (figura 5.16).

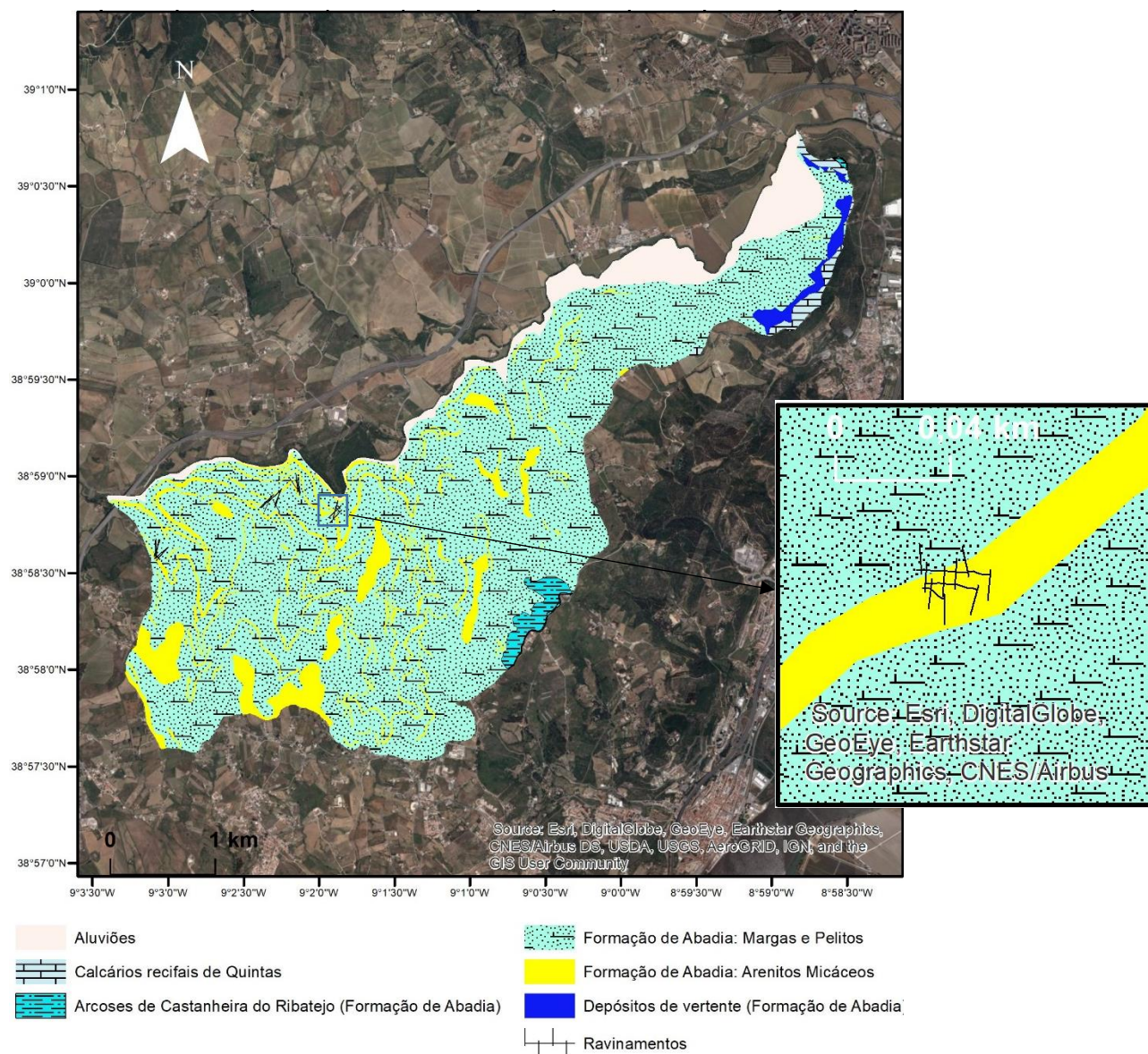


Figura 5.16 - Distribuição cartográfica das litologias e ravinamentos na área de estudo, com destaque para um exemplo de ravinamento identificado.

Verifica-se, então, através do mapa apresentado na figura 5.16, que não se identifica a existência de muitos ravinamentos, mas aqueles que foram identificados encontram-se nitidamente associados à existência de camadas de arenitos.

Não sendo possível validar toda a cartografia no que aos arenitos diz respeito pela existência de ravinamentos, considera-se que as camadas de arenitos micáceos cartografadas são validadas por todo o conjunto de observações realizadas: observação de fotografias aéreas em estereoscopia, observações de campo e existência de ravinamentos.

5.1.2 Retroanálise de Movimentos em Vertente

Recorrendo aos dados obtidos para cada um dos parâmetros da equação 2.6, já descrita, procede-se à retroanálise de movimentos em vertente, sendo, com este método, possível determinar todos os dados necessários à aplicação do método do talude infinito (tabela 5.3).

Tendo fixado os valores relativos a γ_m , γ_{sat} e γ_{sub} , verificando o declive médio presente nas áreas em que ocorrem movimentos de vertente, para todas as litologias (exceto para as aluviões) presentes na área de estudo faz-se, então, variar apenas os dados relativos a c' e ϕ' , mantendo sempre o fator de segurança igual a 1, que indica a existência de rutura. No caso das aluviões, os dados utilizados foram os determinados por Vasconcelos, (2011), por se terem revelado os mais adequados.

Tabela 5.3 - Parâmetros geotécnicos dos solos da área de estudo resultantes da retroanálise de movimentos em vertente para aplicação do método do Talude Infinito.

LITOLOGIA	c' (kPa)	ϕ' (°)	γ_m (kN/m ³)	γ_{sat} (kN/m ³)	γ_{sub} (kN/m ³)
Aluviões	11	24	17,5	19,8	10
Formação de Abadia: Margas e Pelitos	2,5	14	18,5	20,4	10,6
Arcoses de Castanheira do Ribatejo	3	22	19,5	21,1	11,3
Calcários Recifais de Quintas	5	36	20	21,5	11,7
Formação de Abadia: Arenitos Micáceos	13	34	19,5	21,1	11,3
Depósitos de vertente (Formação de Abadia)	3	22	19,5	21,1	11,3

5.2. Modelo hidrogeológico em condições estáticas – SHALSTAB

5.2.1 Propriedades hidrogeológicas dos solos

Para obtenção dos dados relativos às propriedades hidrogeológicas dos solos, recorre-se aos dados obtidos por Malet et al (2005), para o coeficiente de permeabilidade, em m/s, convertendo em m/dia, obtém-se os dados para a condutividade hidráulica de cada litologia presente (tabela 5.4).

Tabela 5.4 - Parâmetros hidrogeológicos dos solos para inserir no modelo hidrogeológico SHALSTAB.

LITOLOGIA	k (m/s)	k (m/dia)
Aluviões	1,00E-05	8,64E-01
Formação de Abadia: Margas e Pelitos	2,00E-06	1,73E-01
Arcoses de Castanheira do Ribatejo	3,00E-06	2,59E-01
Calcários Recifais de Quintas	1,00E-05	8,64E-01
Formação de Abadia: Arenitos Micáceos	7,00E-06	6,05E-01

Depósitos de Vertente (Formação de Abadia)	3,00E-06	2,59E-01
--	----------	----------

5.3. Avaliação da Suscetibilidade

5.3.1 Espessura de solo potencialmente instável

Para a determinação deste fator, primeiramente procedeu-se à recolha de pontos de amostragem de espessura de solo, tendo-se obtido 28 registos no campo, nos locais onde foi possível encontrar um corte, para perceber quais as espessuras de solo potencialmente instáveis espectáveis para a área de estudo (figura 5.17 e tabela 5.5), e para validação dos resultados obtidos para cada uma das hipóteses de espessura de solo propostas neste estudo.

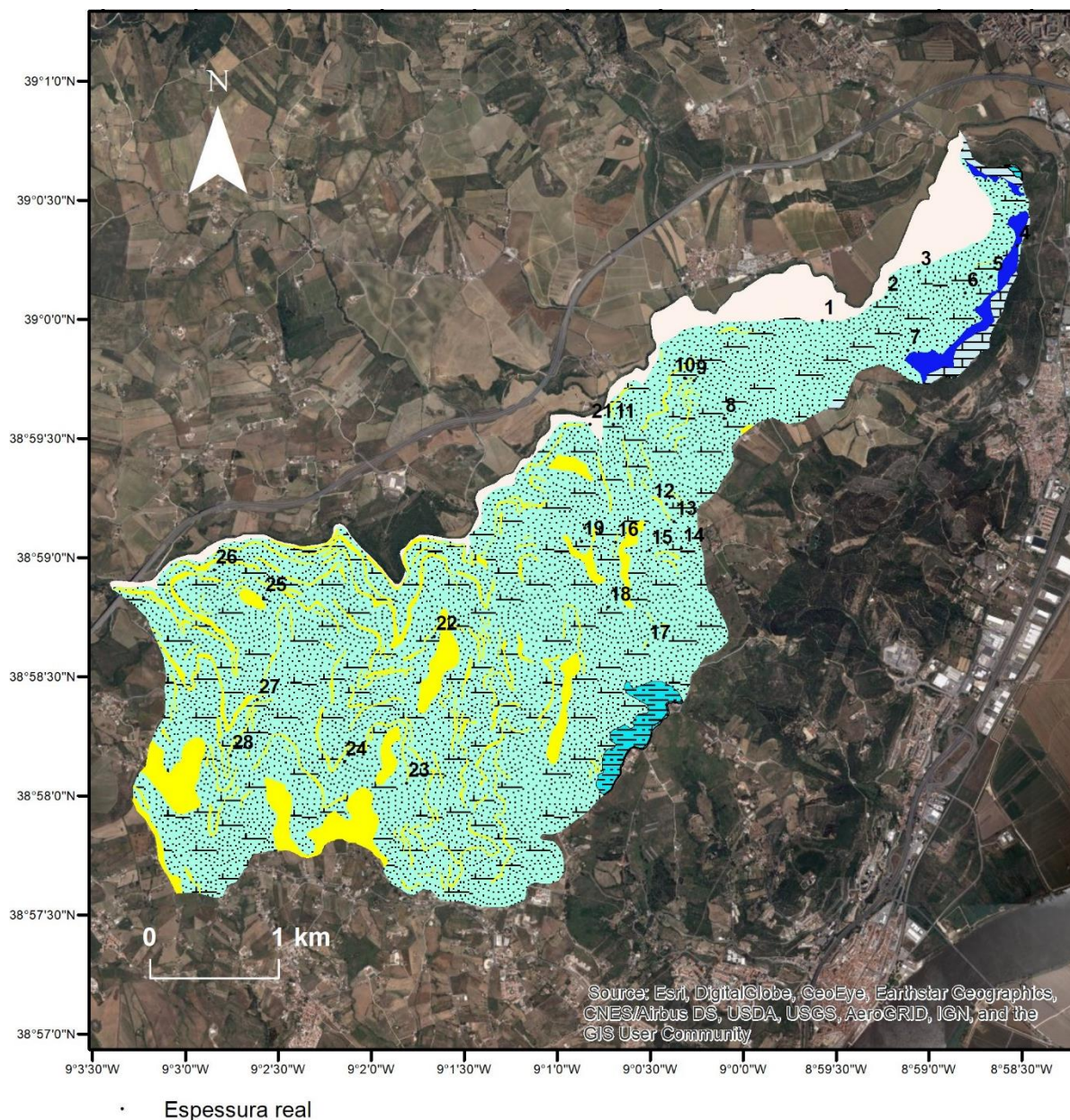


Figura 5.17 - Pontos de medição da espessura de solo, em campo.

Tabela 5.5 - Valores da espessura de solo potencialmente instável, medidos no campo.

Ponto	Espessura medida (m)	Litologia
1	1,5	Aluviões
2	1,40	Formação de Abadia: Margas e Pelitos
3	2,50	Formação de Abadia: Margas e Pelitos
4	1,50	Depósitos de vertente (Formação de Abadia)
5	1,50	Formação de Abadia: Margas e Pelitos
6	0,30	Formação de Abadia: Margas e Pelitos
7	0,40	Formação de Abadia: Margas e Pelitos
8	0,80	Formação de Abadia: Margas e Pelitos
9	0,80	Formação de Abadia: Margas e Pelitos
10	1,20	Formação de Abadia: Margas e Pelitos
11	1	Formação de Abadia: Margas e Pelitos
12	0,70	Formação de Abadia: Margas e Pelitos
13	1,20	Formação de Abadia: Margas e Pelitos
14	1,50	Formação de Abadia: Margas e Pelitos
15	0,60	Formação de Abadia: Margas e Pelitos
16	1,20	Formação de Abadia: Arenitos Micáceos
17	1,30	Formação de Abadia: Margas e Pelitos
18	0,30	Formação de Abadia: Margas e Pelitos
19	0,80	Formação de Abadia: Margas e Pelitos
20	0,60	Formação de Abadia: Margas e Pelitos
21	0,60	Aluviões
22	1,50	Formação de Abadia: Margas e Pelitos
23	0,40	Formação de Abadia: Margas e Pelitos
24	1,20	Formação de Abadia: Margas e Pelitos
25	0,80	Formação de Abadia: Margas e Pelitos
26	1,50	Formação de Abadia: Margas e Pelitos
27	0,60	Formação de Abadia: Margas e Pelitos
28	0,60	Formação de Abadia: Margas e Pelitos

Foram, então, definidas 3 hipóteses de modelos a utilizar para determinação da distribuição espacial da espessura de solo potencialmente instável para a área de estudo, já definidas no capítulo anterior, tendo sido designadas como Hipóteses A, B e C, determinadas seguidamente.

Hipótese A - sGIST - Modelo desenvolvido por Catani et al (2010)

Para aplicação desta primeira hipótese, descrita anteriormente, é necessária a realização de mapas representativos da distribuição de cada uma das variáveis que constituem a equação [4.4].

$$h = -Kc \times C \times \eta (TPI) \times \phi^{-1}$$

[4.4]

A obtenção da distribuição cartográfica de cada uma das variáveis é feita com recurso ao software ArcGis, estando os resultados representados na figura 5.18.

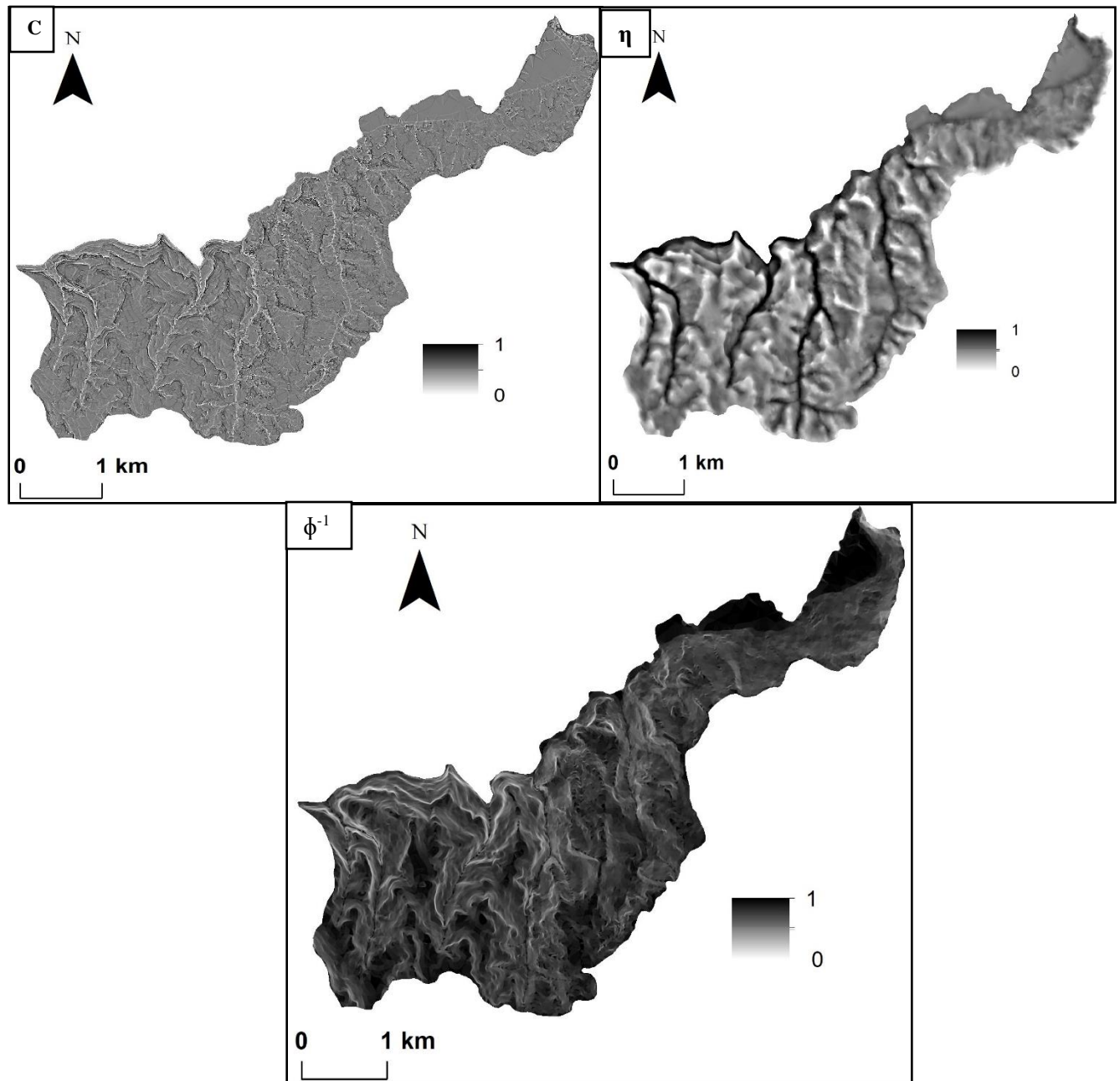


Figura 5.18 - Distribuição cartográfica de cada uma das variáveis a introduzir no modelo desenvolvido por Catani et al (2010).

O valor correspondente a k_c é obtido por tentativa e erro, de forma a calibrar os resultados para o intervalo de espessuras medidas em campo, tendo sido utilizado na presente dissertação o valor de $k_c = 4,75$, sendo a expressão a aplicar ao presente estudo, descrita como [5.1]:

$$h = 4,75 \times C \times \eta \text{ (TPI)} \times \phi^{-1}$$

[5.1]

Aplicando a expressão [5.1] na ferramenta *Raster Calculator*, obtém-se o mapa de distribuição da espessura de solo potencialmente instável (figura 5.19), pelo modelo de Catani et al (2010):

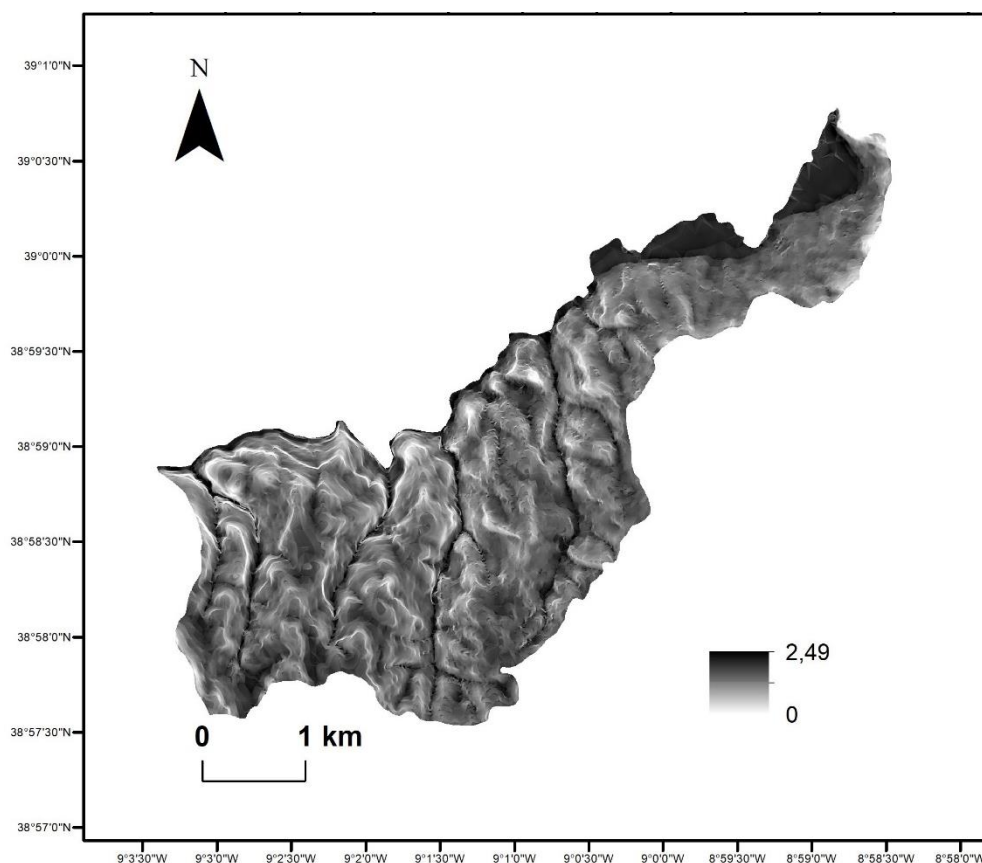


Figura 5.19 - Distribuição cartográfica da espessura de solo potencialmente instável, h (m), com base no modelo proposto por Catani et al (2010).

Hipótese B - Modelo desenvolvido por Saulnier et al (1997), considerando os declives registados na área de estudo.

Para aplicação desta hipótese, a expressão [4.5], é diretamente aplicada no software ArcGis.

$$mi = mmax \times \left[1 - \frac{\tan \beta_i - \tan \beta_{min}}{\tan \beta_{max} - \tan \beta_{min}} \times (1 - \alpha) \right]$$

[5.2]

Recorrendo à ferramenta Raster Calculator, obtém-se a distribuição cartográfica da espessura de solo potencialmente instável para o modelo, designado como Hipótese B (figura 5.20).

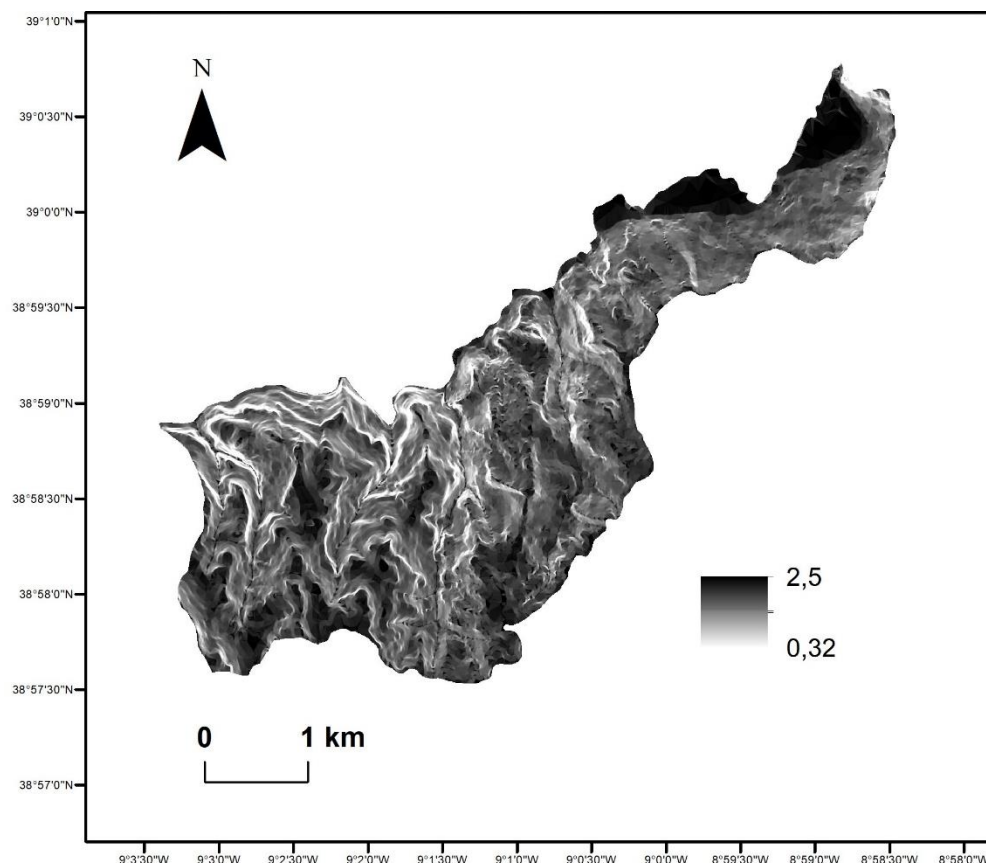


Figura 5.20 - Distribuição cartográfica da espessura de solo potencialmente instável, h (m), com base no modelo proposto por Saulnier et al (1997) tendo em consideração os declives.

Hipótese C - Modelo desenvolvido por Saulnier et al (1997), considerando as elevações registadas na área de estudo.

Para aplicação desta hipótese, a expressão [4.6], é diretamente aplicada no software ArcGis.

$$mi = mmax - \left(\frac{mmax - mmin}{Zmax - Zmin} \right) \times (Zi - Zmin)]$$

[5.3]

Recorrendo à ferramenta Raster Calculator, obtém-se a distribuição cartográfica da espessura de solo potencialmente instável para o modelo, designado como Hipótese C (figura 5.21).

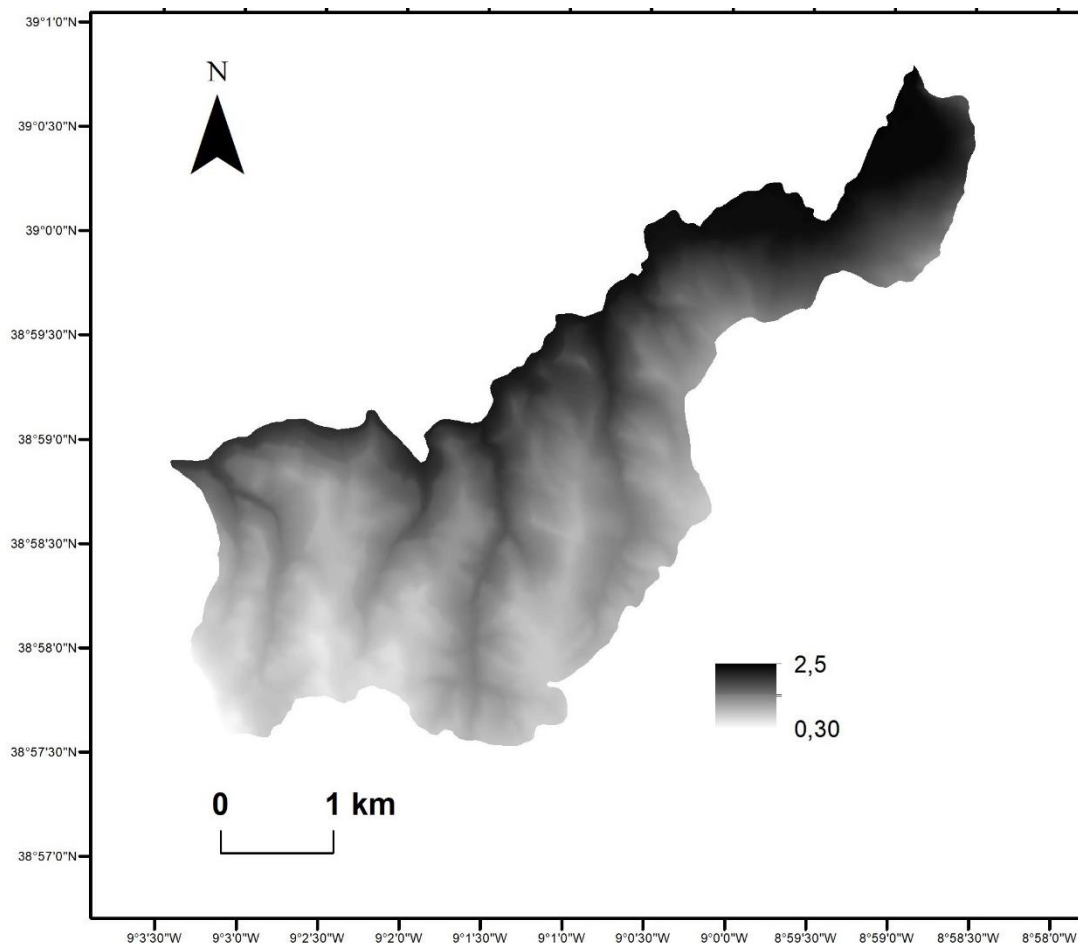


Figura 5.21 - Distribuição cartográfica da espessura de solo potencialmente instável, h(m), com base no modelo proposto por Saulnier et al (1997) tendo em consideração as elevações do terreno.

5.3.2 Razão entre espessura de solo saturado e espessura de solo potencialmente instável

Para determinar a razão entre a espessura de solo saturado e a espessura de solo potencialmente instável, é necessário, primeiramente, a obtenção de mapas de distribuição espacial para cada uma das variáveis envolvidas na expressão 4.9:

$$m = \frac{dw}{h} = \frac{q}{T} \times \frac{a}{b} \times \frac{1}{\sin \beta}$$

[5.4]

Variáveis a introduzir na expressão:

- q/T (figura 5.22):

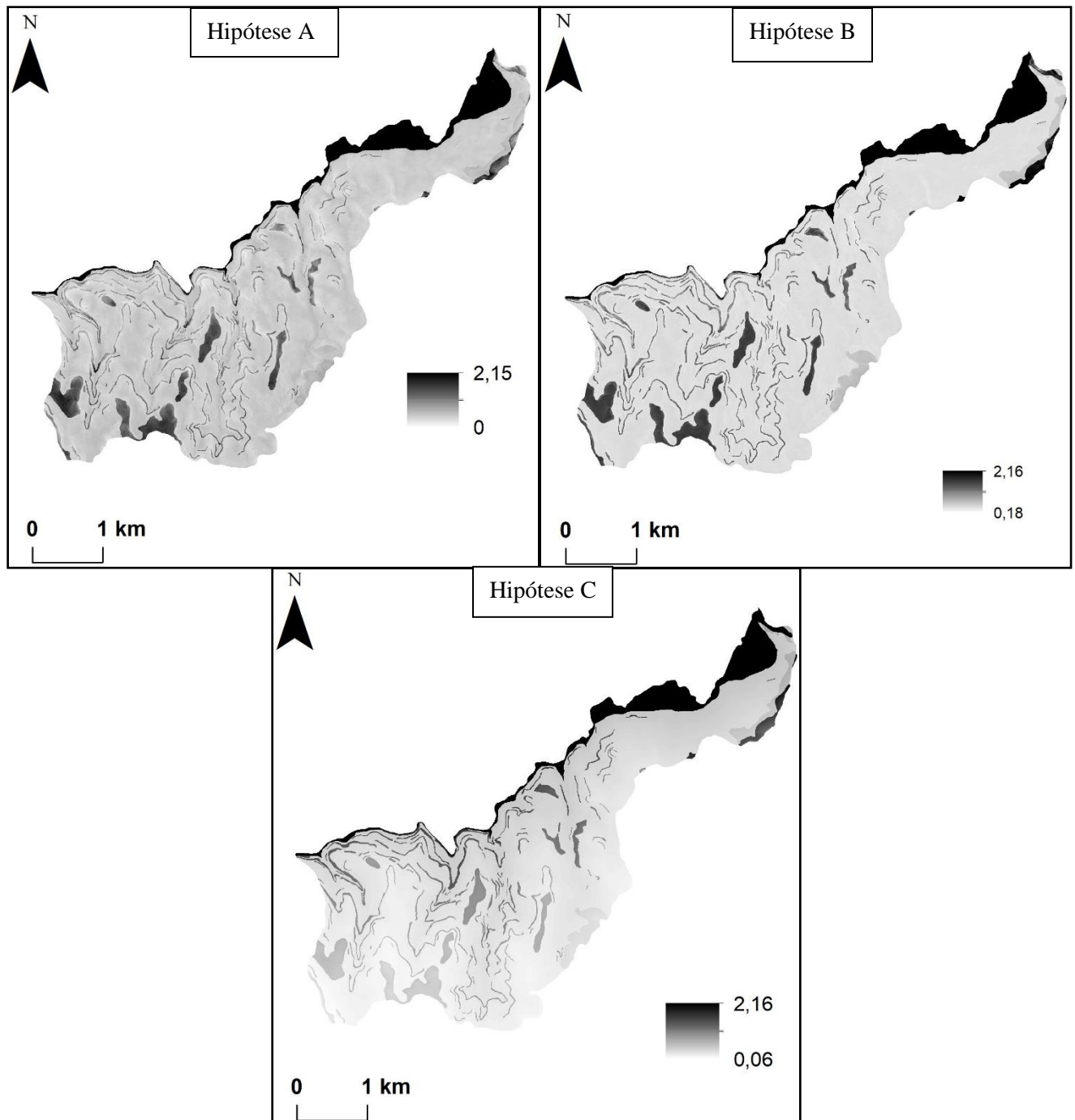


Figura 5.22 - Distribuição cartográfica do parâmetro q/T para cada uma das hipóteses propostas.

- a/b: Esta variável é obtida diretamente a partir do software *SHALSTAB* (figura 5.23).

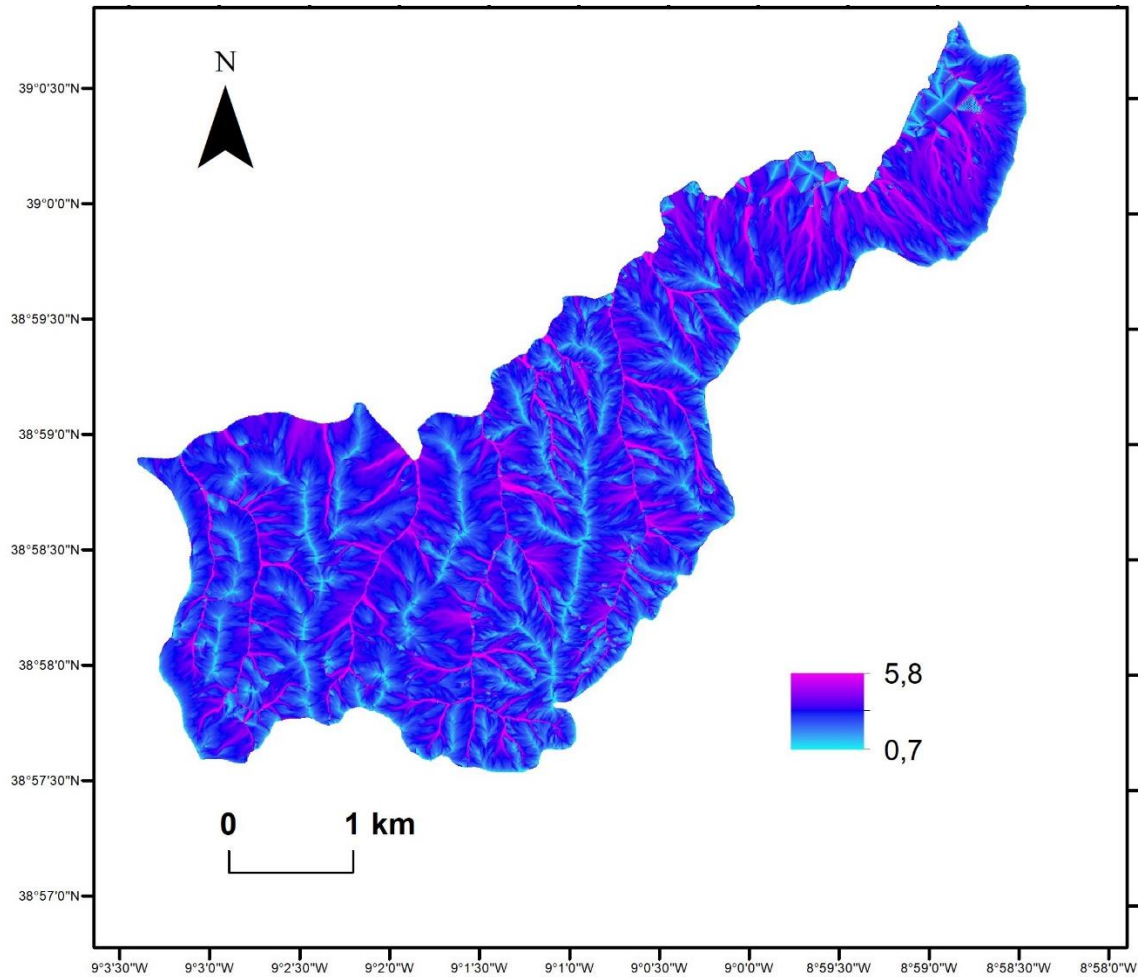


Figura 5.23 - Distribuição cartográfica da variável a/b , apresentada sob forma logarítmica para uma melhor interpretação.

- $1/(\sin \beta)$: variável que corresponde ao inverso do declive, para a sua determinação β deve ser medido em radianos (figura 5.24).

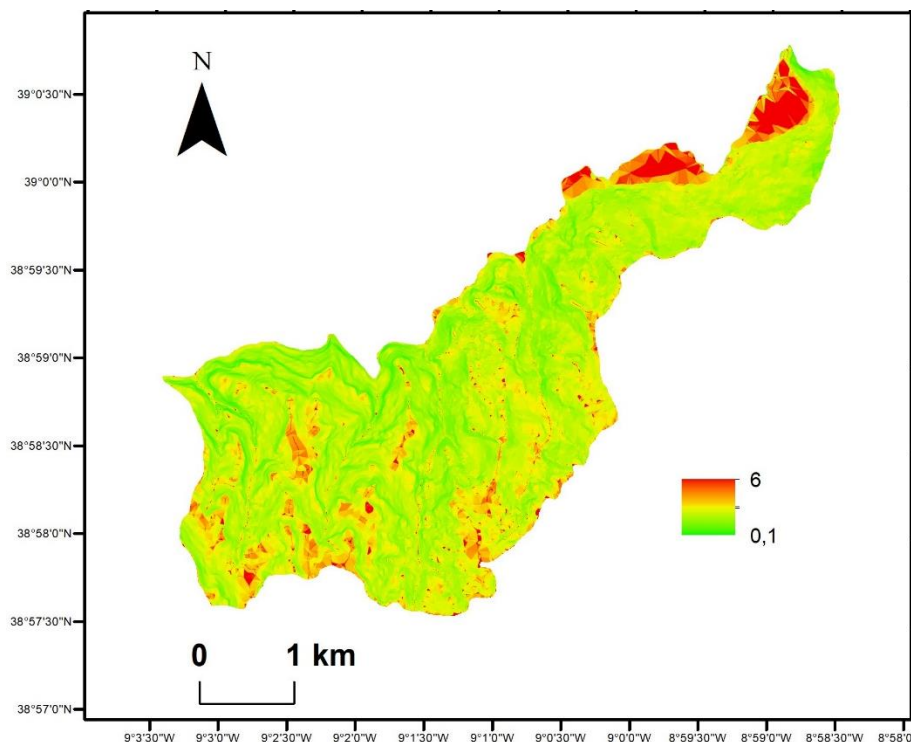


Figura 5.24 - Distribuição cartográfica da variável $1/(\sin \beta)$.

É possível, então, obter mapas de distribuição cartográfica da razão entre a espessura de solo saturado e espessura de solo potencialmente instável (m) para 1 dia de precipitação para cada uma das hipóteses propostas (figura 5.25 (hipótese A); figura 5.26 (hipótese B); figura 5.27 (hipótese C)) para a determinação da espessura de solo potencialmente instável, por aplicação direta da expressão 4.9, com recurso a cada uma das variáveis, sendo $1/\sin \beta$ aplicado recorrendo à carta de declives.

No mapa representado na figura 5.25, verifica-se que maioria do mapa se encontra associado a valores iguais ou superiores a 1, significando que em toda essa área o nível piezométrico está acima da superfície topográfica.

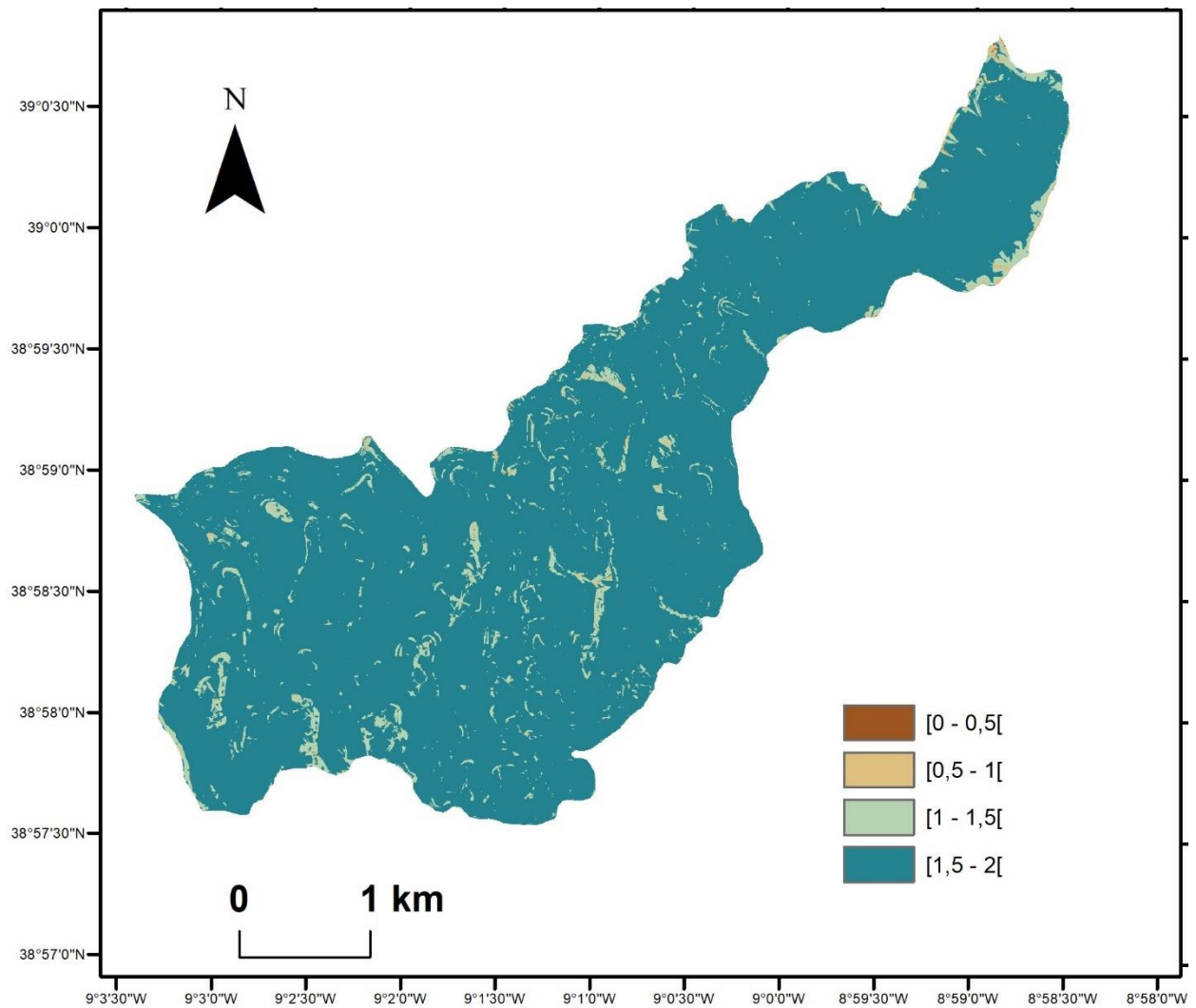


Figura 5.25 - Distribuição cartográfica da variável m, para a hipótese A.

O mapa representado na figura 5.26 apresenta grande parte a sua área com valores de m iguais ou superiores a 1, significando que em toda essa área o nível piezométrico está acima da superfície topográfica. Apesar disso, essa área é ligeiramente inferior à corresponde à hipótese A.

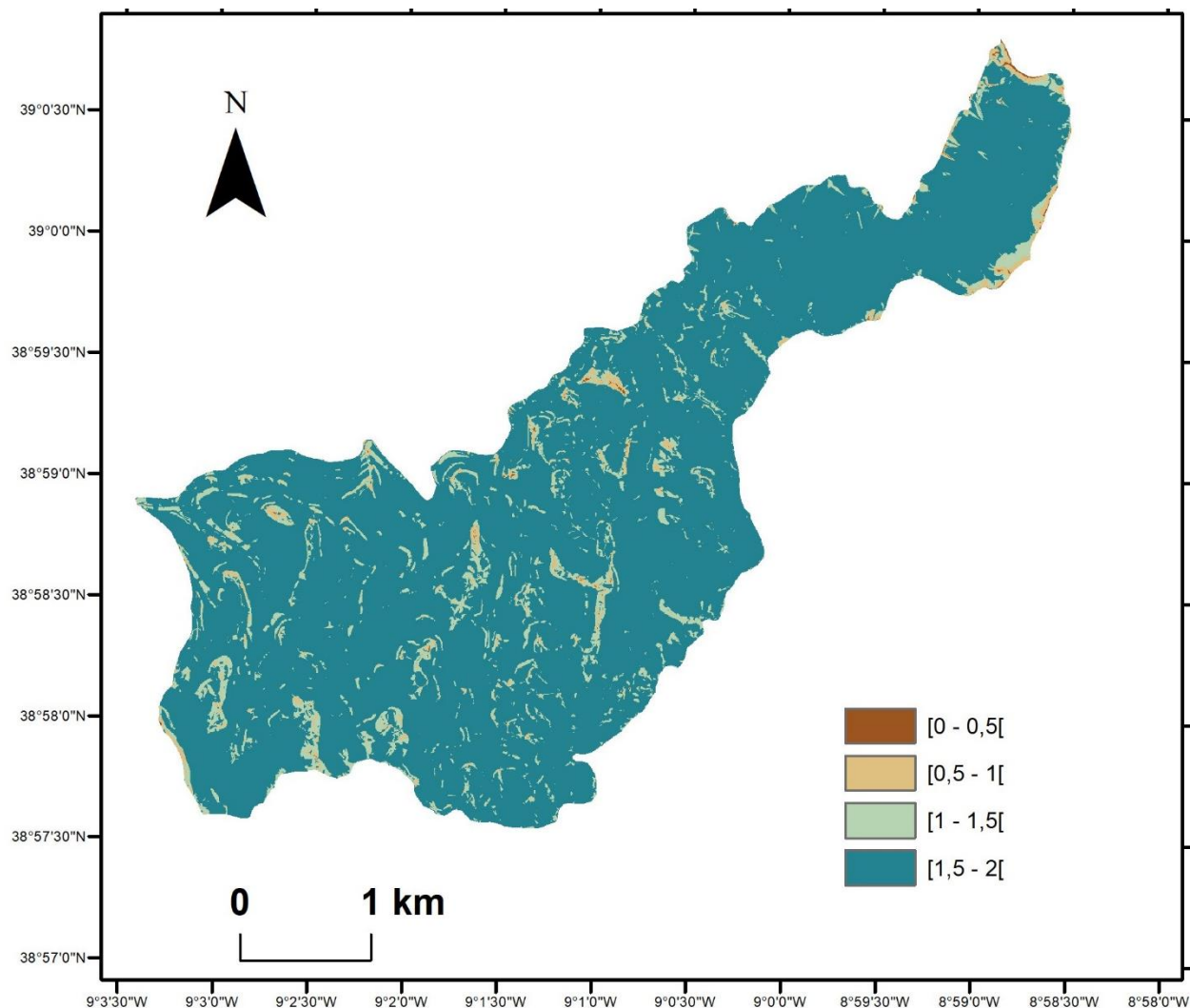


Figura 5.26 - Distribuição cartográfica da variável m , para a hipótese B.

O mapa representado na figura 5.27, para além de ser o que apresenta menor área com valor de m iguais ou superiores a 1, significando que é o que tem menor área com o nível piezométrico acima da superfície topográfica. Neste mapa, é ainda notória uma maior concentração de valores iguais a 0 na mesma área, facto que já era esperado, pois esta hipótese baseia-se no modelo numérico de elevação.

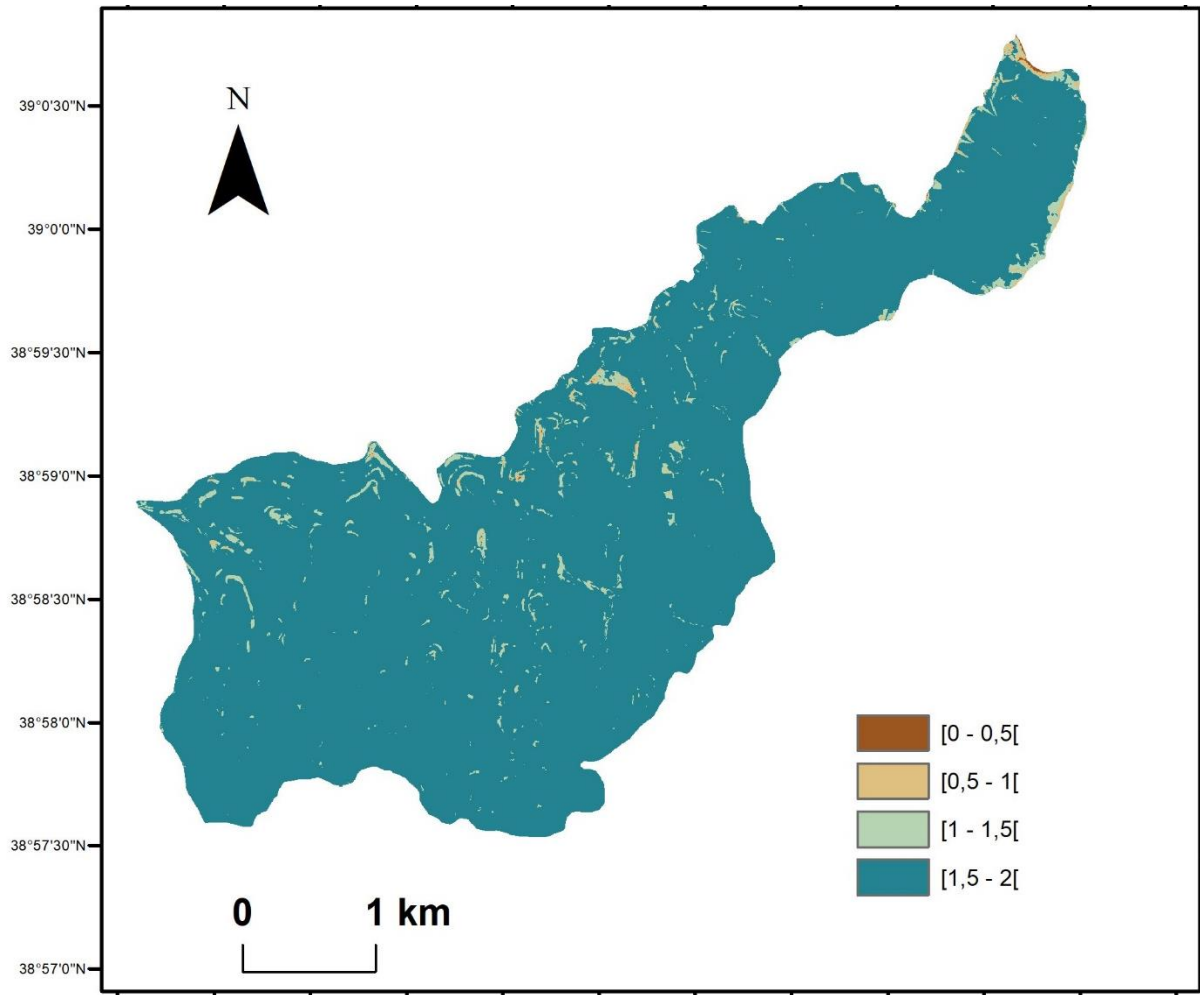


Figura 5.27 - Distribuição cartográfica da variável m , para a hipótese C.

5.3.3 Aplicação do modelo de base física – Método do Talude Infinito (TI)

Os mapas referentes à distribuição cartográfica de todos os fatores considerados fundamentais para a ocorrência de movimentos de massa em vertentes a utilizar na modelação da suscetibilidade e que integram a expressão para cálculo do Fator de Segurança, estão representados na figura 5.33, sob a forma matricial com resolução de 5 m e são construídos tendo por base os dados relativos às características geotécnicas dos solos representadas na tabela 5.3. No capítulo 2 da presente dissertação foram discutidos todos os tópicos relacionados com a modelação de base física, tendo como base o método do talude infinito, ficando aí definida a expressão que serviu de base ao desenvolvimento dos trabalhos como expressão 2.6 (Sharma, 2002).

$$FS = \frac{c' + h \times \cos^2 \beta [(1 - m)\gamma_m + m\gamma_{sub}] \tan \phi'}{h \sin \beta \cos \beta [(1 - m)\gamma_m + m\gamma_{sat}]}$$

[2.6]

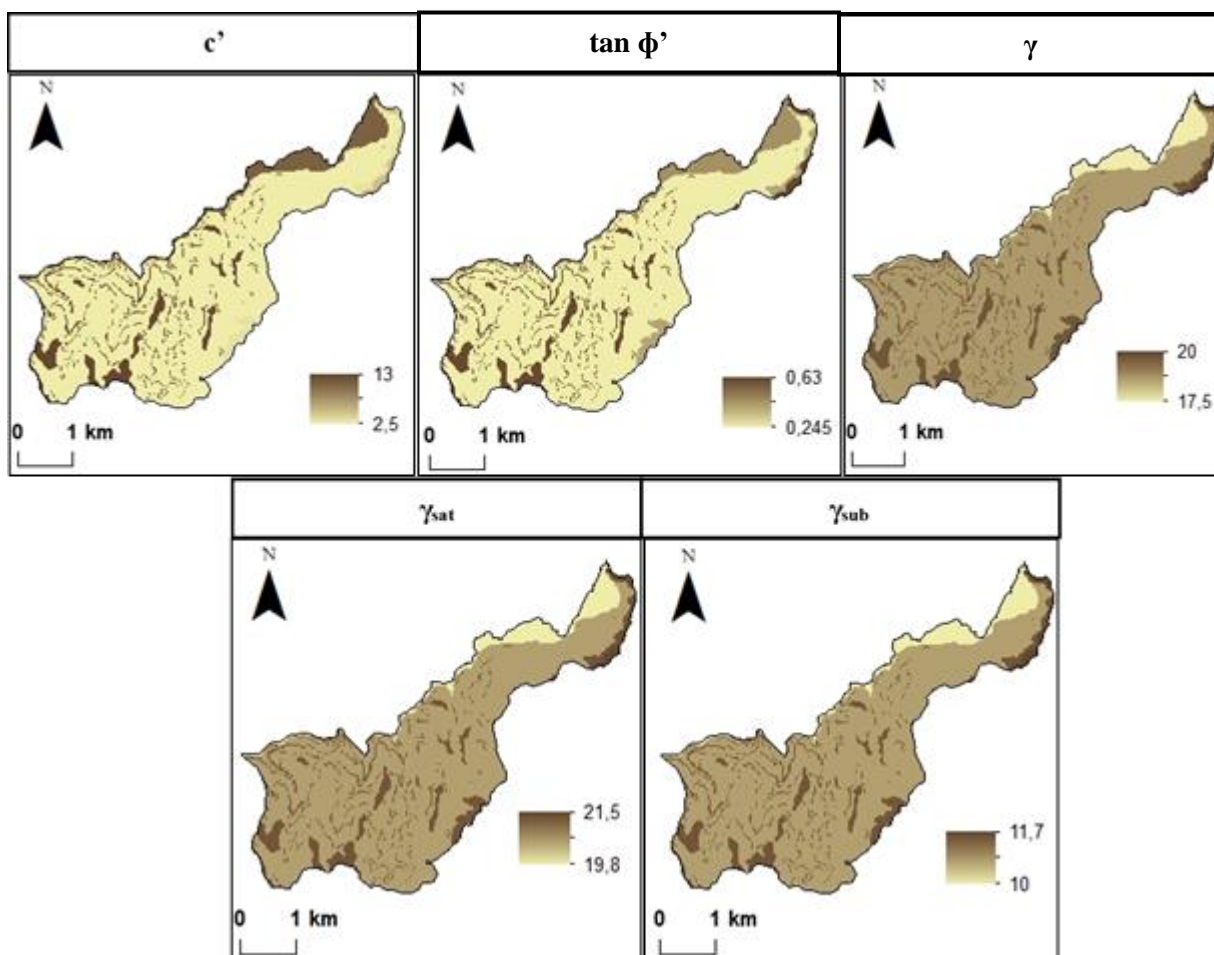


Figura 5.28 - Distribuição cartográfica de cada uma das variáveis integrantes no cálculo do Fator de Segurança (FS).

Para confronto visual e validação dos mapas de suscetibilidade, é essencial a sobreposição do inventário de movimentos de vertente com o mapa relativo à distribuição cartográfica do fator de segurança para cada uma das hipóteses A, B, C (figura 5.29; figura 5.30; figura 5.31, respetivamente).

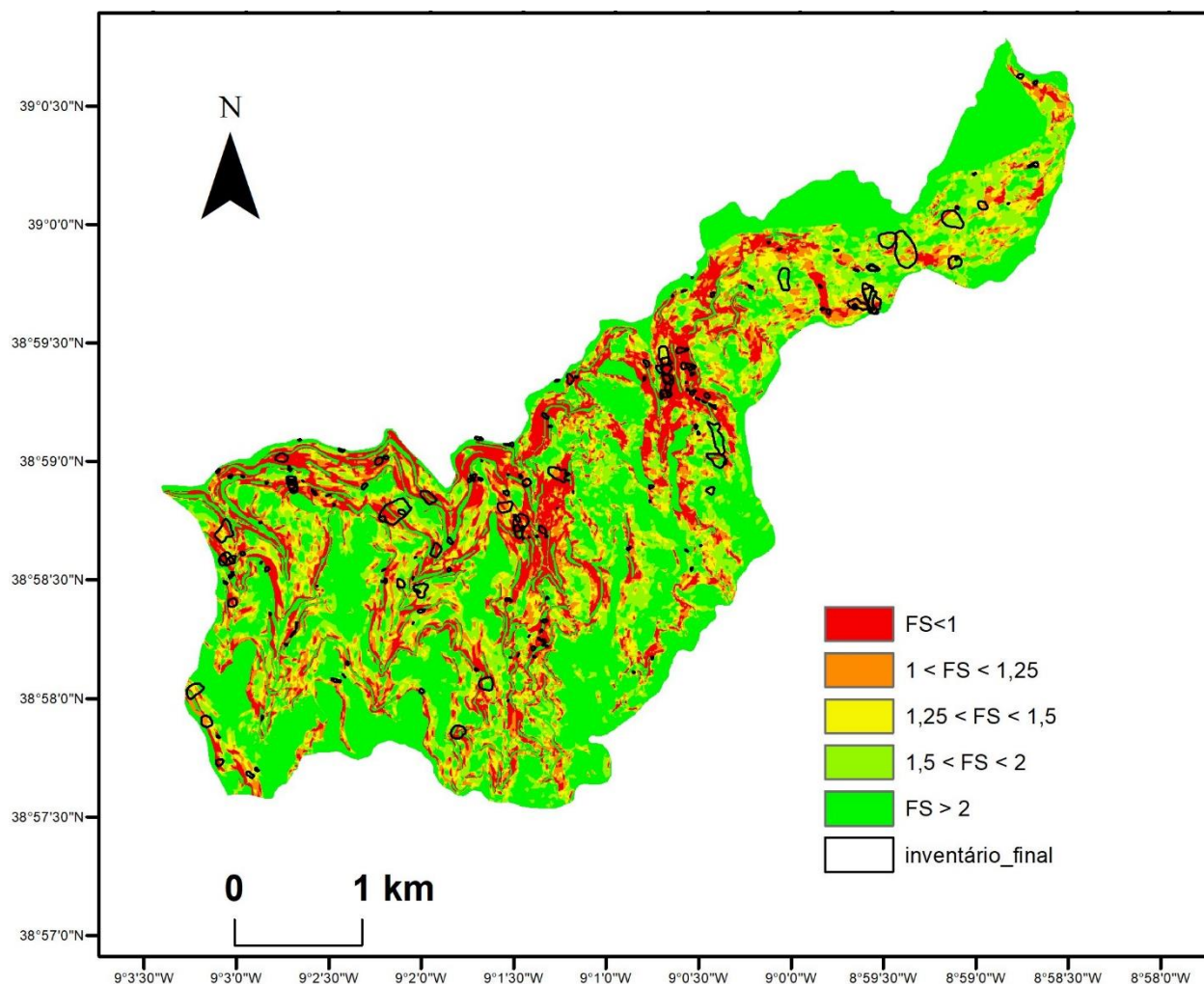


Figura 5.29 - Distribuição cartográfica do Fator de Segurança (FS) sobreposta com o inventário de deslizamentos, para a hipótese A.

No mapa relativo à hipótese A (figura 5.29, o fator de segurança mais baixo ($1 < FS$), acompanha preferencialmente os valores mais baixos, próximos ou iguais a 1 de η , fator interveniente na determinação da espessura de solo potencialmente instável por esta hipótese, significando que acompanha as zonas de vale do índice topográfico.

Este fato demonstra a influência que o índice topográfico exerce nesta hipótese proposta e consequente determinação do fator de segurança.

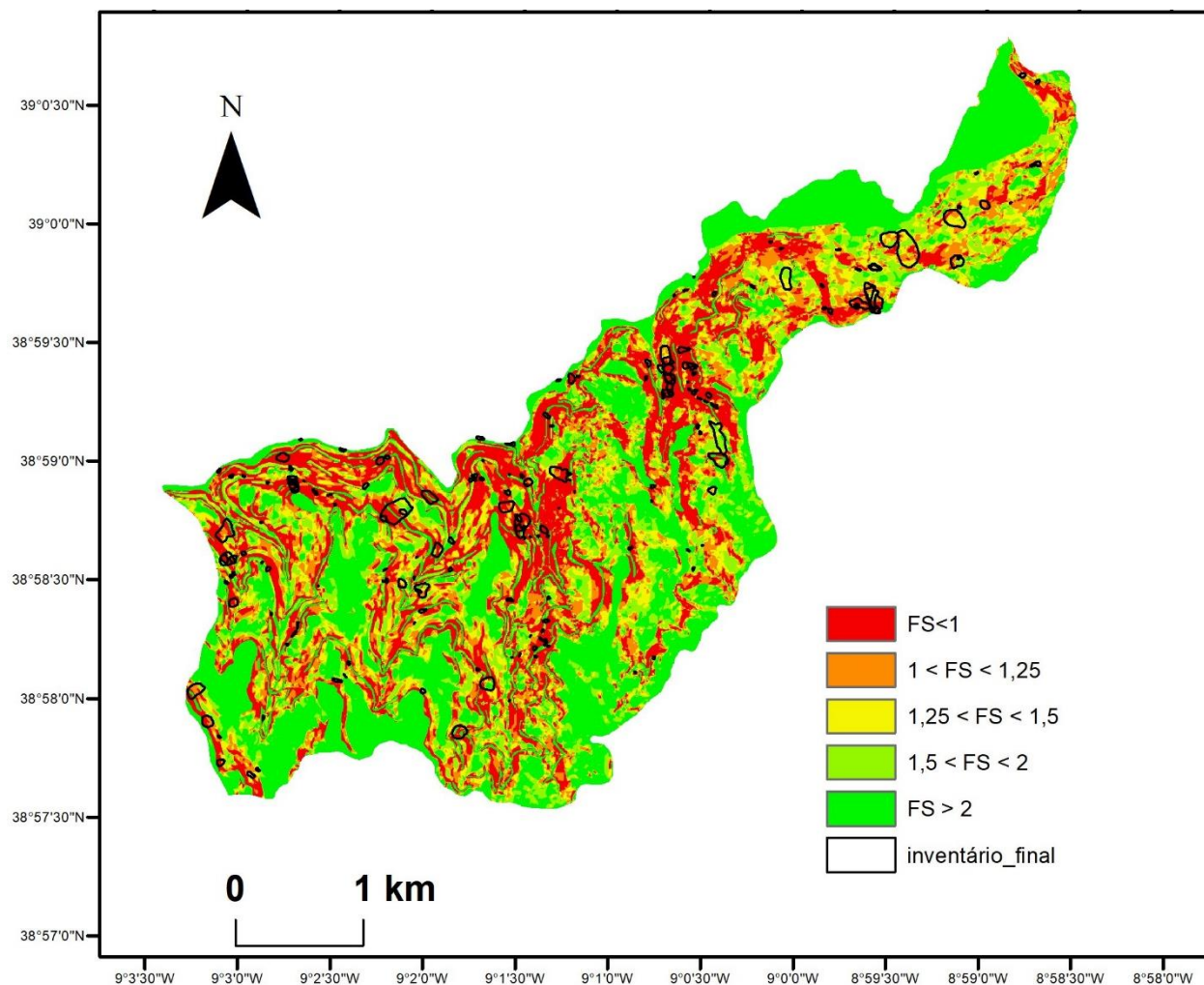


Figura 5.30 - Distribuição cartográfica do Fator de Segurança (FS) sobreposta com o inventário de deslizamentos, para a hipótese B.

No mapa relativo à hipótese B (figura 5.30), como seria de esperar, tendo em conta que esta hipótese tem como foco principal os declives da área de estudo, o fator de segurança mais baixo ($1 < FS$) concentra-se nas áreas que apresentam declives acima de 10° . Tendo em consideração o inventário de movimentos demonstrado na mesma figura e os declives acima dos quais a suscetibilidade é maior, percebe-se que não são necessários declives muito elevados para que ocorram movimentos em vertente, logo, a sua ocorrência estará mais relacionada com as unidades litológicas e com a precipitação do que com os declives.

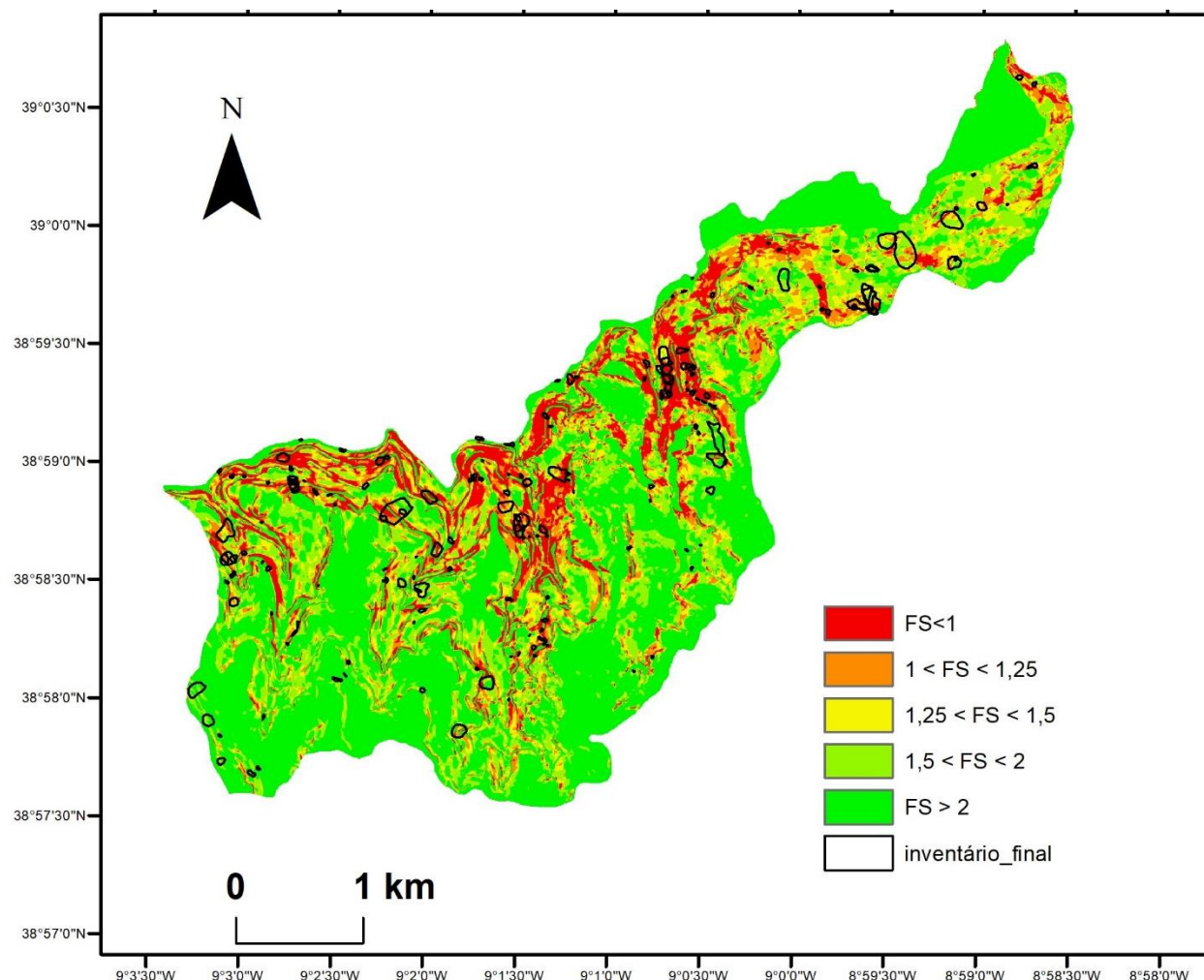


Figura 5.31 - Distribuição cartográfica do Fator de Segurança (FS) sobreposta com o inventário de deslizamentos, para a hipótese C.

No mapa que respeita à hipótese C (figura 5.31), o fator de segurança mais baixo ($1 < FS$) concentra-se nas vertentes em que a altitude é menor do que 150 m.

Na tabela 5.6 é possível verificar as percentagens relativas a cada classe do fator de segurança, na área de estudo, para cada uma das hipóteses propostas, por aplicação do método do Talude Infinito.

Tabela 5.6 - Percentagem da área de estudo que se encontra dentro de cada classe definida para o fator de segurança, pelo método TI.

Fator de Segurança	Hipótese A	Hipótese B	Hipótese C
FS < 1	11,95 %	20,81 %	10,45 %
1 < FS < 1,25	9,57 %	6,27 %	8,22 %
1,25 < FS < 1,5	11,04%	18,31 %	12,79%
1,5 FS < 2	22,16 %	18,13 %	19 %
FS > 2	45,27 %	36,48 %	49, 55%

O mapa representado que apresenta maior área com $FS < 1$ é o relativo à hipótese B, baseado nos declives. É, portanto, esta a hipótese que apresenta suscetibilidade muito elevada, em 20,81 % da área de estudo, enquanto que, para a hipótese A essa suscetibilidade está inerente a 11,95% e para a hipótese C a 10,45 % da área de estudo.

O mapa que apresenta maior área com $FS > 2$, é o relativo à hipótese C, baseado no modelo numérico de elevação. Sendo esta a hipótese que apresenta suscetibilidade muito baixa, em 49,55% da área de estudo, enquanto que, para a hipótese A essa suscetibilidade está associada a 45,27% e para a hipótese B a 36,48% da área de estudo.

5.4. TRIGRS - Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability Analysis

Aplicando o software TRIGRS a cada uma das hipóteses propostas, para 1 hora de precipitação intensa, obtêm-se os mapas representados nas figuras 5.32, 5.33 e 5.34, sobrepostos com o inventário adequado à validação dos dados.

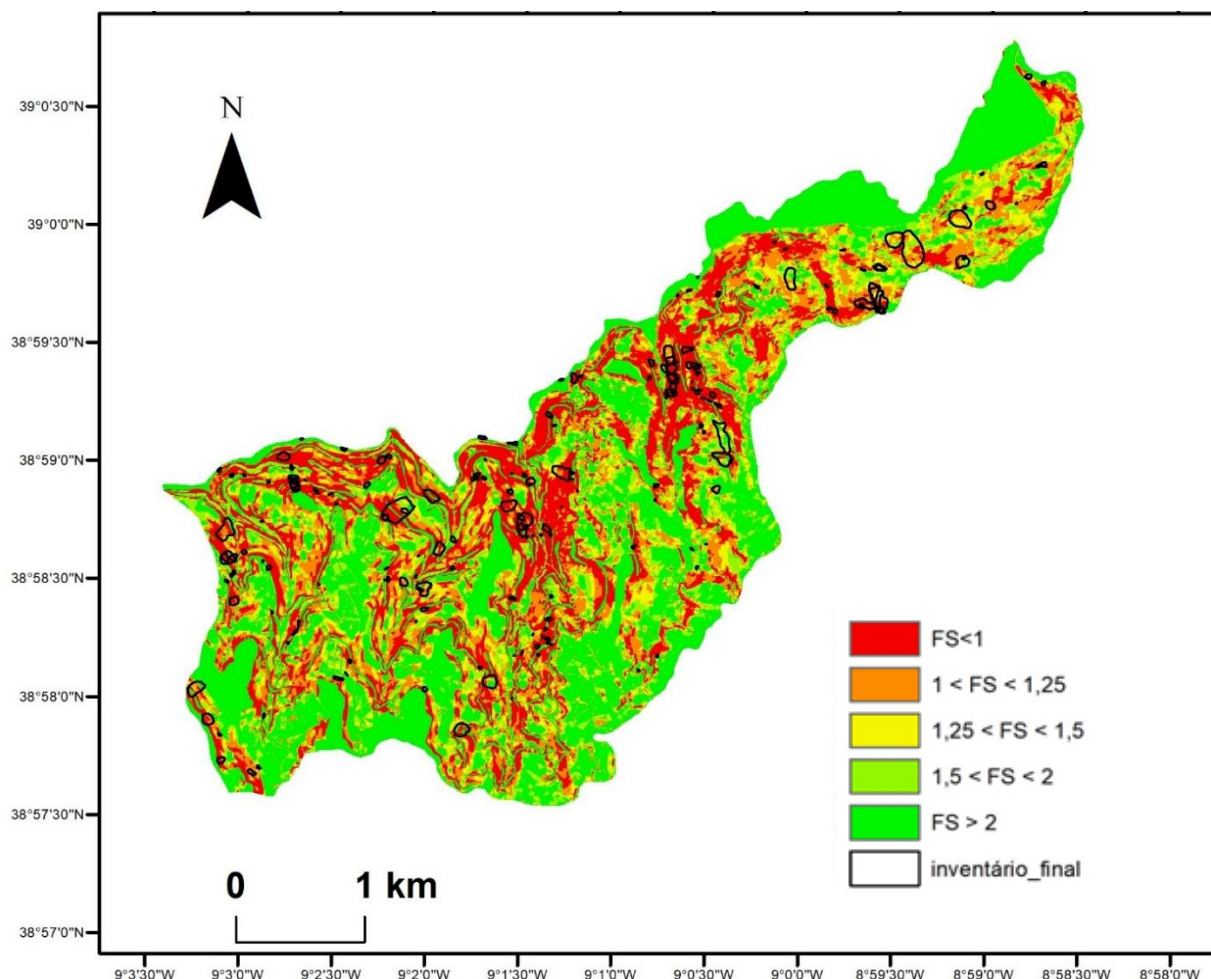


Figura 5.32 - Distribuição cartográfica do Fator de Segurança (FS) para a hipótese A, segundo o software TRIGRS para 1 hora de precipitação intensa, sobreposta com o inventário de deslizamentos.

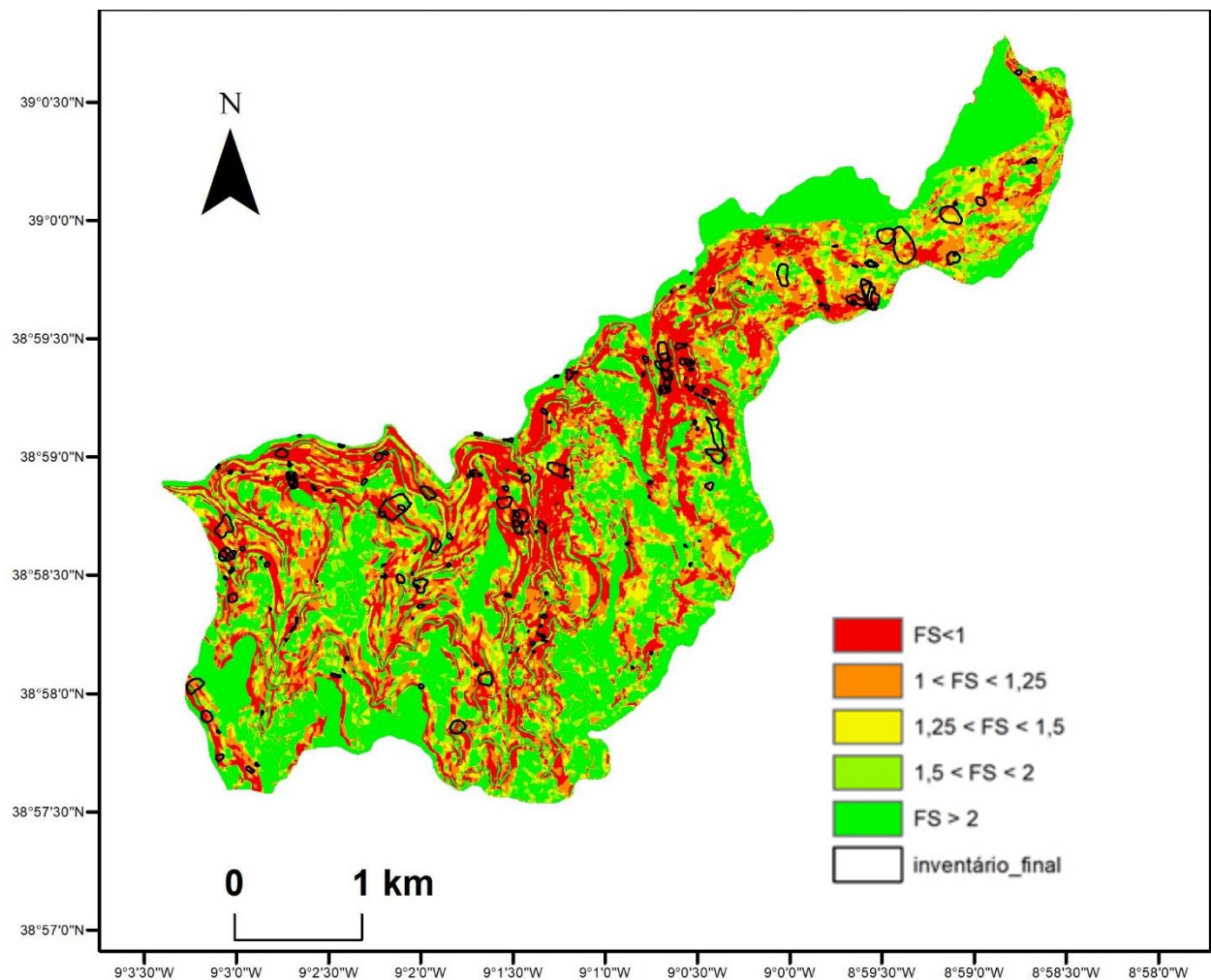


Figura 5.33 - Distribuição cartográfica do Fator de Segurança (FS) para a hipótese B, segundo o software TRIGRS para 1 hora de precipitação intensa, sobreposta com o inventário de deslizamentos.

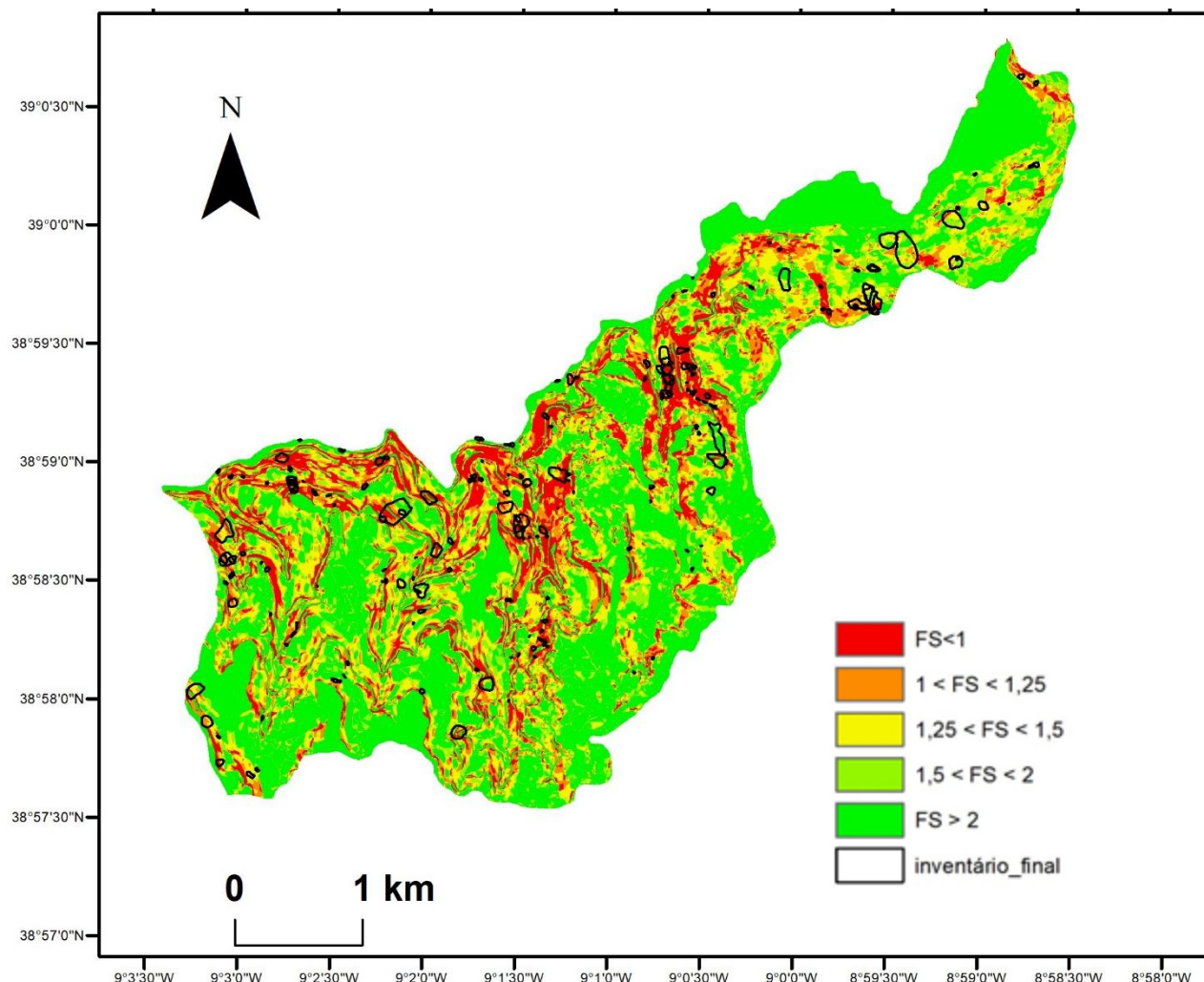


Figura 5.34 - Distribuição cartográfica do Fator de Segurança (FS) para a hipótese C, segundo o software TRIGRS para 1 hora de precipitação intensa, sobreposta com o inventário de deslizamentos.

Na tabela 5.7, é possível verificar as percentagens relativas a cada classe do fator de segurança, na área de estudo, para cada uma das hipóteses propostas, recorrendo ao software TRIGRS.

Tabela 5.7 - Percentagem da área de estudo que se encontra dentro de cada classe definida para o fator de segurança, recorrendo ao TRIGRS.

Fator de Segurança	Hipótese A	Hipótese B	Hipótese C
FS < 1	17,38 %	20,28 %	14,20%
1 < FS < 1,25	12,80 %	10,95 %	9,39 %
1,25 < FS < 1,5	10,55 %	10,30%	11,25 %
1,5 FS < 2	21,14 %	22,17 %	23,65 %
FS > 2	38,13 %	36,30 %	41,51 %

O mapa representado que demonstra maior área com $FS < 1$ é o relativo à hipótese B, baseado nos declives. É, portanto, esta a hipótese que apresenta suscetibilidade muito elevada, em 20,28 % da área de estudo,

enquanto que, para a hipótese A essa suscetibilidade está representada em 17,38% da área total e para a hipótese C em 14,20 % da área de estudo.

O mapa que apresenta maior área com $FS > 2$, é o relativo à hipótese C, baseado no modelo numérico de elevação. Sendo esta a hipótese que apresenta suscetibilidade muito baixa numa percentagem de área mais elevada, 41,51%, enquanto que, para a hipótese A essa suscetibilidade está associada a 38,13% e para a hipótese B a 36,30% da área de estudo.

5.5. Validação de Resultados

Como explicado na secção 4.5 da presente dissertação, a validação dos diferentes modelos é expressa graficamente através de curvas ROC, possibilitando aferir dessa forma a capacidade preditiva dos modelos de suscetibilidade. Nas figuras 5.36, 5.37 e 5.38, verificam-se as curvas ROC obtidas tendo por base a equação desenvolvida por Sharma (2002), cada um dos gráficos segue a escala de cores atribuída a cada classe de FS (figura 5.35).



Figura 5.35 - Escala de cores por classe de FS.

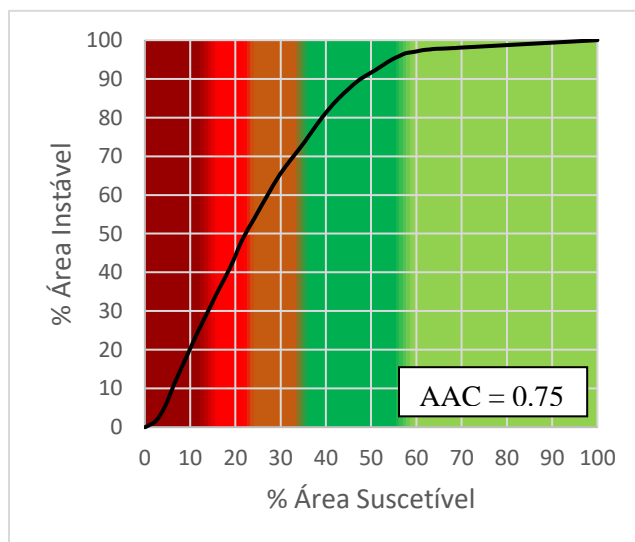


Figura 5.36 - Representação de curva de predição e respetivo valor de AAC, para a hipótese A.

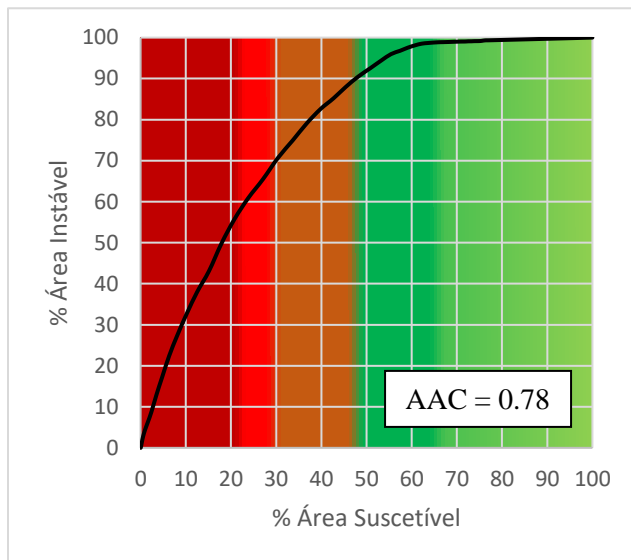


Figura 5.37 - Representação de curva de predição e respetivo valor de AAC, para a hipótese B

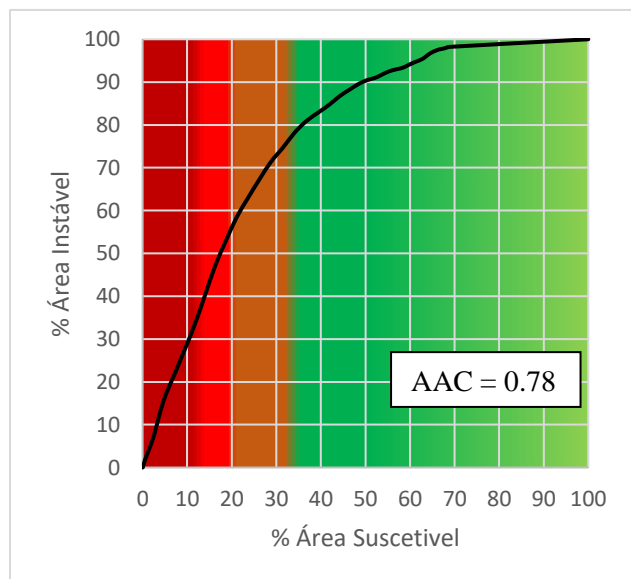


Figura 5.38 - Representação de curva de predição e respetivo valor de AAC, para a hipótese C.

Dos dados obtidos pelas curvas de predição, verifica-se que quanto à hipótese A, cerca de 25% dos movimentos inventariados ocorrem na área suscetibilidade muito elevada ($FS < 1$) e cerca de 5% ocorrem na área de suscetibilidade muito baixa.

Quanto à hipótese B, cerca de 55% dos movimentos ocorre na área de suscetibilidade muito elevada e apenas cerca de 2% na área de suscetibilidade muito baixa, o que seria expectável tendo em consideração a elevada percentagem de área, segundo esta hipótese, em que FS é menor do que 1.

Quanto à hipótese C, cerca de 30% dos movimentos ocorre na área de suscetibilidade muito elevada e 8% na área de suscetibilidade muito baixa.

No que respeita à capacidade preditiva dos modelos, todos têm $AAC > 0.75$, o que significa que qualquer um dos três modelos propostos são aceitáveis/ bons. A sua capacidade preditiva dependerá dos parâmetros de entrada de cada uma das hipóteses propostas e não apenas dos resultados de AAC correspondentes, logo, e tendo em conta apenas os valores de AAC, todos os modelos são bons para aplicação na área de estudo.

Nas figuras 5.39, 5.40 e 5.41 verificam-se as curvas ROC e respetivos valores de AAC obtidos com base nos dados conseguidos através da formulação desenvolvida em Trigrs (Baum et al., 2008), seguindo a mesma escala de cores (figura 5.35).

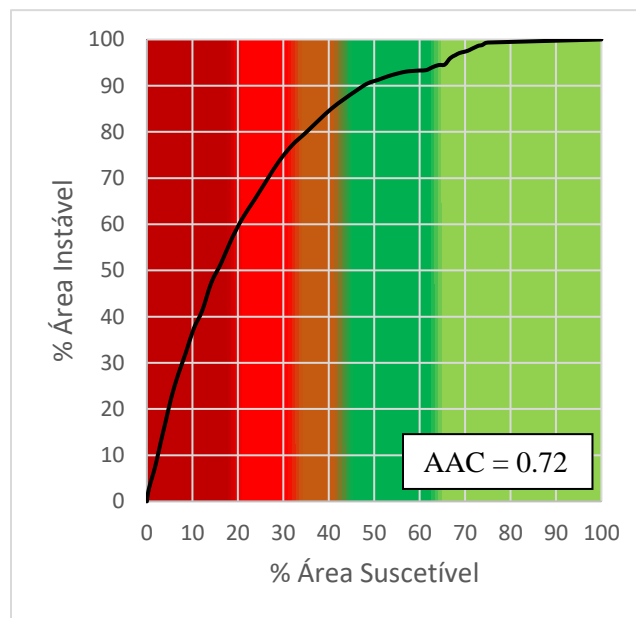


Figura 5.39 - Representação de curva de predição e respetivo valor de AAC, para a hipótese A.

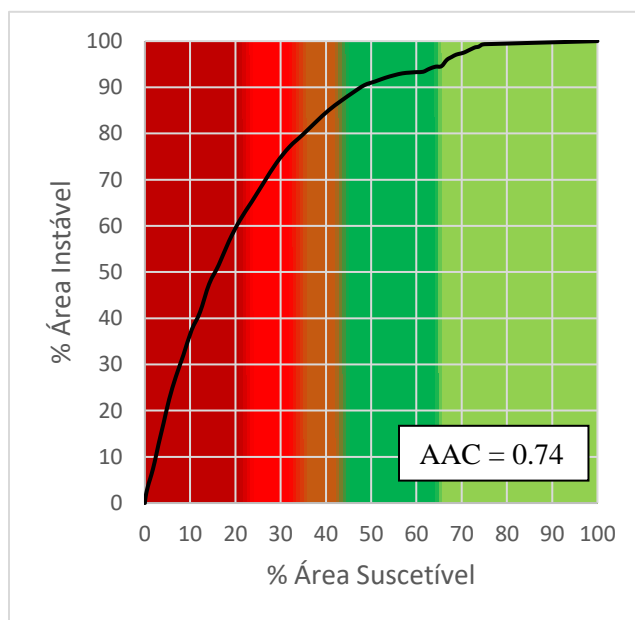


Figura 5.40 - Representação de curva de predição e respetivo valor de AAC, para a hipótese B.

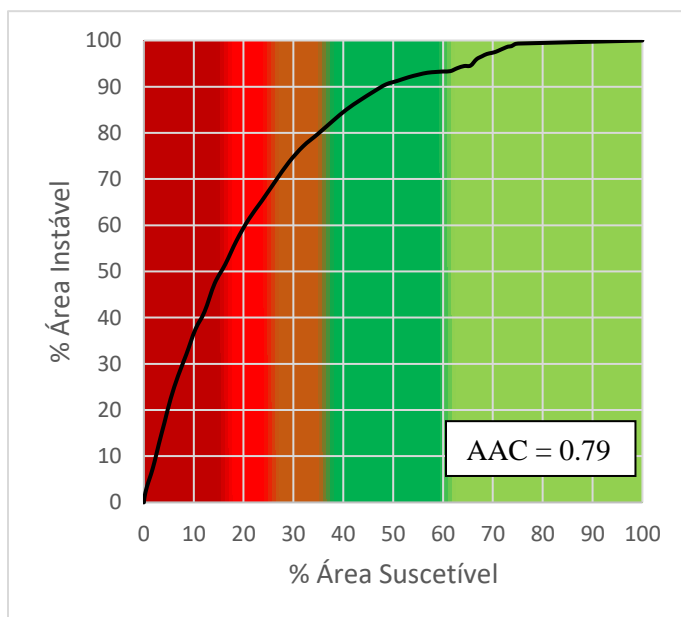


Figura 5.41 - Representação de curva de predição e respetivo valor de AAC, para a hipótese C.

Dos dados obtidos pelas curvas de predição através da formulação desenvolvida em Trigrs (Baum et al., 2008), verifica-se que relativamente à hipótese A, cerca de 50% dos movimentos inventariados ocorrem na área suscetibilidade muito elevada ($FS < 1$) e cerca de 9% ocorrem na área de suscetibilidade muito baixa ($FS > 2$).

Quanto à hipótese B, cerca de 58% dos movimentos ocorre na área de suscetibilidade muito elevada e cerca de 5% na área de suscetibilidade muito baixa.

Quanto à hipótese C, cerca de 50% dos movimentos ocorre na área de suscetibilidade muito elevada e 7% na área de suscetibilidade muito baixa.

No que respeita à capacidade preditiva dos modelos, as hipóteses A e B apresentam $AAC < 0.75$, apesar de estes valores serem mais baixos do que o valor estabelecido como mínimo por Guzzetti (2005), não poderão ser descartados como possíveis modelos de espessura de solo potencialmente instável a aplicar no software Trigrs (Baum *et al.*, (2008).

A hipótese C, pode ser considerado como o modelo mais adequado a aplicação neste software, visto que o valor de AAC correspondente é de 0.79, superior ao estipulado e ainda ao valor obtido (ainda que não diferindo em muito) com o modelo baseado no módulo hidrológico do Shalstab.

6. CONCLUSÃO

Quando se iniciaram os trabalhos relativos à presente dissertação, a concretização do principal objetivo, a determinação da suscetibilidade à ocorrência de instabilidade em vertentes com métodos de base física, passava pela atualização do inventário de movimentos de vertente já existente, pelo desenvolvimento de um modelo de espessura de solo potencialmente instável que fosse mais adequado para a área de estudo, sendo testadas três hipóteses e pelo desenvolvimento de modelos de suscetibilidade a deslizamentos, de base física – Talude Infinito, sustentados nos modelos de espessura de solo desenvolvidos.

Para a realização dos modelos de suscetibilidade com métodos de base física foi necessário melhorar a carta geológica existente, de 1965. A litoestratigrafia é um dos componentes essenciais/principais em qualquer estudo de instabilidade de vertentes, sendo assim, com diversas saídas de campo e análise de fotografias aéreas em estereoscopia, conseguiu-se detalhar a carta lito-estratigráfica, tornando os dados mais aproximados à realidade. Foi, também, dada especial atenção a todos os dados base utilizados no modelo determinístico (parâmetros geotécnicos e hidrogeológicos, através de retroanálise de movimentos), para uma maior aproximação à determinação das condições físicas que governam a ocorrência de deslizamentos na área de estudo. Para a correção litoestratigráfica da área em estudo, foram alterados os limites entre as formações, acrescentando à carta inicial alguns afloramentos litológicos que não se encontravam devidamente cartografados, nomeadamente as camadas de arenitos micáceos. Estas alterações permitiram a melhoria da distribuição dos parâmetros geotécnicos e hidrogeológicos de cada uma das unidades litológicas existentes.

Com as alterações realizadas na cartografia litológica, e por aplicação direta dos modelos propostos baseados no módulo hidrológico do Shalstab, nota-se um aumento na qualidade dos modelos para área de estudo, para a hipótese A, a AAC = 0.75, para a hipótese B, a AAC = 0.78 e para a hipótese C, a AAC = 0.78, encontrando-se todos com AAC > 0.75 indica que todos os modelos podem ser considerados como bons para aplicação na área de estudo (Guzzetti, 2005). Apesar disso, os modelos mais adequados serão os correspondentes às hipóteses B e C, ambas correspondentes à estimativa da espessura de solo potencialmente instável propostas por Saulnier et al, (1997), apesar da hipótese B apresentar dados relativos à espessura de solo potencialmente instável mais diferenciado dos valores medidos no terreno. As diferenças de AAC obtidas pela aplicação das diferentes hipóteses de modelo de espessura do solo (A, B e C) não diferem significativamente. Neste sentido, não é de descartar que os modelos estejam todos corretos, mas seria necessária uma verificação da concordância espacial entre os diferentes modelos, verificando a possibilidade de elaboração de um mapa de suscetibilidade que contemple todos os resultados obtidos.

Quando se recorre ao software TRIGRS, obtêm-se para a hipótese A (modelo proposto por Catani et al, 2010), AAC = 0.72, para a hipótese B (modelo proposto por Saulnier et al, 1997, tendo como base a carta de declives), AAC = 0.74 e para a hipótese C, AAC = 0.79, o que indica que o melhor modelo de espessura de solo potencialmente instável a aplicar no software é este último, o modelo proposto por Saulnier et al (1997) considerando as elevações existentes no terreno.

Apesar deste fato, não se poderão descartar as outras hipóteses propostas pois os resultados não se encontram muito abaixo dos valores definidos por Guzzetti (2005).

O trabalho apresentado nesta dissertação evidencia, ainda que de forma ligeira, que os modelos de espessura de solo potencialmente instável podem condicionar a capacidade preditiva dos modelos de suscetibilidade baseados em métodos de base física sustentados na aplicação do método do Talude Infinito e cálculo do Fator de Segurança. A espacialização desta variável bem como dos restantes fatores geotécnicos e hidrológicos que governam as manifestações de instabilidade constitui um desafio à escala da bacia hidrográfica. A melhoria das variáveis que servem de suporte aos modelos de base física deve no futuro servir de âncora para melhoria da capacidade preditiva dos modelos de suscetibilidade, e consequentemente, para uma diminuição da exposição e do risco, integrando sistemas de alerta regionais para a ocorrência de movimentos de vertente.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abramson, L.W.; Lee, T.S.; Sharma, S.; Boyce, G.M. (2002) – Slope stability and stabilization methods. John Wiley & Sons, Inc.. Nova Iorque, 712 pp.

Aristizábal, E.; García, E.; Martínez, C. (2015) - Susceptibility assessment of shallow landslides triggered by rainfall in tropical basins and mountainous terrains. Nat. Hazards.

Baum, R.L.; Savage, W.Z.; and Godt, J.W. (2002) – TRIGRS — A Fortran program for transient rainfall infiltration and grid-based regional slope stability analysis: U.S. Geological Survey Open-File Report 02-0424, pp. 35.

Baum, R.L.; Savage, W.Z.; and Godt, J.W. (2008) – TRIGRS — A Fortran Program for Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability Analysis, Version 2.0. U.S. Geological Survey Open-File Report 2008 - 1159, pp. 81.

Braga, A.C. (2000) – Curvas ROC: Aspectos funcionais e aplicações. Dissertação de Doutoramento no Ramo de Engenharia de Produção e Sistemas, Área de Métodos Numéricos e Estatísticos apresentada à Universidade do Minho. Braga.

Cabral, J.; Moniz, C.; Ribeiro, P.; Terrinha, P.; Matias, L. (2003) - Analysis of seismic reflection data as a tool for the seismotectonic assessment of a low activity intraplate basin – the Lower Tagus Valley (Portugal). Journal of Seismology 7: 431–447, 2003. Holanda.

Carrara, A., Cardinali, M., Detti, R., Guzzetti, F., Pasqui, V., & Reichenbach, P. (1991). GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard. Earth Surface Processes and Landforms. 16 (5): 427 – 445.

Catani, F.; S. Segoni, and G. Falorni (2010) - An empirical geomorphology-based approach to the spatial prediction of soil thickness at catchment scale, Water Resour. Res., vol. 46.

Chung, C-J. F.; Fabbri, A. G. (2003) – Validation of Spatial Prediction Models for Landslide Hazard Mapping. Natural Hazards 30: 451 – 472. Holanda.

Coelho, A. G. (1979a) – Análise cartográfica de estabilidade de taludes para o planeamento urbano. Geotecnia, 26: 75-89.

Crozier, M. (1986) – Landslides: causes, consequences & environment. Croom Helm. London.

Cruden, D.M. (1991) – A simple definition of a landslide. Bulletin of the International Association of Engineering Geology. Nº 43. Paris.

Cruden, D. M.; Varnes, D. J. (1996) – Landslide types and processes in Turner, A. K.; Schuster, R. L. (Eds.),

Landslides investigation and mitigation. Transportation Research Board. National Academic Press, Washington D. C. Special Report 247: 36 – 75.

Fisher, U.H; Porter, P.R.; Schuler, T.; Evans, A.J.; Gudmundsson, G.H. (2001) - Hydraulic and mechanical properties of glacial sediments beneath Unteraargletscher, Switzerland: implications for glacier basal motion. *Hydrological Processes*: 15: 3525–3540.

Galopim de Carvalho, A.M. (2011) – Dicionário de Geologia. Âncora Editora. Lisboa.

Gardner, W.R., 1958, Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table: *Soil Science*, volume 85: 228–232.

Guerra, A.J.T, Jorge, M.C.O. (2012) - Geomorfologia do Cotidiano – A degradação dos solos. *Revista Geonorte*, volume 4 (4): 116-135.

Glade, T.; Crozier, M.J. (2005) – Landslide hazard and risk: issue, concepts and approach *in* Glade, T., Anderson, M. G., Crozier, M. J. (Eds.), *Landslide risk assessment*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester: 1 – 40.

Godinho, S.F. (1984) – Aspectos Meteorológicos das inundações de novembro de 1983: Tábua II. Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica. Lisboa.

Guillard, C.; Zêzere, J.L. (2012) - Landslide Susceptibility Assessment and Validation in the Framework of Municipal Planning in Portugal: The Case of Loures Municipality. *Environmental Management*, volume 50/4: 721 – 735.

Guzzetti, F. (2005) – Landslide Hazard and Risk Assessment. Dissertação de Doutoramento apresentada à Mathematchinaturwissenschaftlichen Fakultät da Rheinischen Friedrich-Wilhelms, Universidade de Bona.

Guzzetti, F.; Carrara, A.; Cardinali, M.; Reichenbach, P. (1999) – Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology*, volume 31: 181 – 216.

Hutchinson, J. N. (1995). Keynote paper: Landslide hazard assessment in Bell (Eds.). *Landslides*, A.A. Balkema, Rotterdam, 1805 – 1841.

Iverson RM (2000) Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resour Res* 36:1897–1910.

IGME (1987) – Manual de Taludes. Serie Geotecnia, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 456 pp.

Jenness, J.; Brost, B.; Beier, P. (2011) – Corridor Designer toolbos. Jenness Enterprises. <http://www.corridordesign.org/downloads> (acedido a 06/04/2019).

Jesus, C. (2015) - Deslizamentos na bacia hidrográfica do Rio Grande da Pipa (Portugal): perspetivas regional e local. Dissertação de mestrado em Geologia Aplicada a Geologia de Engenharia apresentada à Faculdade de Ciências de Universidade de Lisboa. Lisboa.

Kullberg, J.C. (2000) – Evolução Tectónica Mesozóica da Bacia Lusitaniana. Dissertação apresentada para obtenção do Grau de Doutor em Geologia – Especialidade Geologia Estrutural pela Universidade Nova de Lisboa, Faculdade de Ciências e Tecnologia. Lisboa.

Kullberg, J.C.; Rocha, R.B.; Soares, A.F.; Rey, J.; Terrinha, P.; Azerêdo, A.C.; Callapez, P.; Duarte, L.V.; Kullberg, M.C.; Martins, L.; Miranda, R.; Alves, C.; Mata, J.; Madeira, J.; Mateus, O.; Moreira, M.; Nogueira, C.R. (2013) – Geologia de Portugal – Volume II: Geologia Meso-Cenozoica de Portugal, capítulo III.3: 196 – 347. Escolar Editora. Lisboa.

Lajas, S.M.A. (2016) - Integração de métodos estatístico e determinístico para a avaliação da suscetibilidade a deslizamentos superficiais. Dissertação de mestrado em Geografia Física e Ordenamento do Território apresentada ao Instituto de Geografia e Ordenamento do Território. Lisboa.

Leinfelder, R. (1993) - A sequence stratigraphic approach to the Upper Jurassic mixed carbonate-siliciclastic succession of the central Lusitanian Basin, Portugal. *Profil* 5: 119-140. Estugarda.

Leinfelder, R.R. *Geol Rundsch* (1987) - Multifactorial control of sedimentation patterns in an ocean marginal basin: the Lusitanian Basin (Portugal) during the Kimmeridgian and Tithonian. *Geol Rundsch*: 76/2: 599 - 631. Estugarda.

Leinfelder, R.R. & Wilson, R.C.L. (1989) - Seismic and sedimentologic features of Oxfordian-Kimmeridgian syn-rift sediments on the eastern margin of the Lusitanian Basin. *Geol Rundsch*: 78/1: 81 - 104. Estugarda.

Lencastre, A. e Franco, F. (2006) – Lições de Hidrologia. Fundação FCT, Lisboa, 451 pp.

Machado, M.J. (1991). Contribuição para o estudo da bacia-vertente do Rio Grande da Pipa. Universidade de Lisboa.

Malet, J-P.; Van Asch, Th.W.J.; Van Beek, L.P.H; Maquaire, O. (2005) – Forecasting the behaviour of complex landslides with a spatially distributed hydrological model. *Natural Hazards and Earth System Sciences* (2005) 5: 71–85.

Marques, F. M. S. F. (2008) – Desastres Naturais, minimizar o risco, maximizar a consciencialização, Instabilidade de vertentes: previsão, prevenção e tratamento. *Ano Internacional do Planeta Terra*, Lisboa. pp. 17-18.

Melo, R.S.R.A. (2018) – Modelação de deslizamentos superficiais e escoadas de detritos com métodos estatísticos e determinísticos. Dissertação de mestrado em Geografia Física e Ordenamento do Território apresentada ao Instituto de Geografia e Ordenamento do Território. Lisboa.

Montgomery D.R.; Dietrich W.E. (1994) – A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resour Research* 30, No 4: 1153–1171.

Montgomery D.R.; Dietrich W.E. (1998) – SHALSTAB: A digital terrain model for mapping shallow landslide potential. Universidade da California, pp. 26. Estados Unidos.

Nunes, A. e Dimuccio, L.A. (2006) - As ravinas de Folques e Celavisa (Portugal Central): fatores e processos envolvidos na sua génese e evolução. Proposta de classificação e valorização como “sítio geomorfológico”. Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos, Vol. 3: 191-198.

O'Loughlin, E. M. (1986) – Prediction of Surface Saturation Zones in Natural Catchments by Topographic Analysis, *Water Resources Research*, volume 22: 794–804.

Oliveira, S.M.C. (2012) – Incidência Espacial e Temporal da Instabilidade Geomorfológica na Bacia do Rio Grande da Pipa (Arruda dos Vinhos). Dissertação de doutoramento em Geografia Física apresentada ao Instituto de Geografia e Ordenamento do Território. Lisboa.

Oliveira, S.M.C.; Zêzere, J.L.; Catalão, J.; Nico, G. (2015) - The contribution of PSInSAR interferometry to landslide hazard in weak rock-dominated areas. *Landslides*, volume 12, No 4: 703 – 719.

Piedade, A. M. M.; Zêzere, J. L.; Garcia, R. A. C.; Oliveira, S. C. (2011) – Modelos de susceptibilidade a deslizamentos superficiais translacionais na região a norte de Lisboa. *Finisterra*.46 (91): 9 – 26.

Pimenta, R.S.G.G. (2011) – Avaliação da Suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente com métodos de base física. Dissertação de Mestrado em Geologia do Ambiente, Riscos Geológicos e Ordenamento do Território apresentada à Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Lisboa.

Poesen, J., Nachtergaele, J., Verstraeten, G., Valentim, C. (2003) – Gully erosion and environmental change: importance and research needs. *Catena*, 50: 91-133.

Popescu, M.E. (1994) – A suggested method for reporting landslide causes. *Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de L'ingénieur*. 50: 71 – 74.

Rawls, W.J.; Brakensiek, D.L.; Saxton, K.E. (1982) – Estimation of soil water properties. *American Society of Agricultural Engineers*, St. Joseph, Michigan.

Reichenbach, P.; Cardinali, M.; De Vita, P.; Guzzetti, F. (1998) - Regional Hydrological thresholds for landslides and floods in the Tiber River Basin (central Italy). *Environmental Geology*, 35: 146-159.

Saulnier, G.M.; Beven, K.; Obled, C. (1997) - Including spatially variable effective soil depths in TOPMODEL. *Journal of Hydrology* 202, pp. 158–172.

Sharma, S. (2002) – Slope Stability Concepts. Em: Abramson, L. W., Lee, T. S., Sharma, S. E Boyce, G. M. (Eds.) – Slope Stability and Stabilization Methods. John Wiley & Sons, Inc., New York, pp. 329-461.

Soil Science of America, 2008. Glossary of Soil Science terms. Soil Science of America, Madison, WI. Pp. 93.

Teixeira, M.; Bateira, C.; Marques, F.; Vieira, B. (2015) - Physically based shallow translational landslide susceptibility analysis in Tibo catchment, NW of Portugal. *Landslides*, volume 12/3: 455 – 468.

Terzaghi, K. (1950). “Mechanics of Landslides, Application of Geology to Engineering Practice”. *Geotechnical Society of America*, Berkeley volume.

Trigo R.; Zêzere J. L.; Rodrigues M.; Trigo I. (2005) – The Influence of the North Atlantic Oscillation on Rainfall Triggering of Landslides near Lisbon. *Natural Hazards*, 36 (3): 331-354.

Turner, A.K; Schuster, L.R. (1996) – Landslides Investigation and mitigation. Special report 247. 659p. National Academy Press. Washington D.C. pp.659.

Van Asch, Th.W.J.; Buma, J.; Van Beek, L.P.H (1999) - A view on some hydrological triggering systems in landslides. *Geomorphology* 30 pp. 25–32. Elsevier.

Van Westen C. J.; Castellanos, E.; Kuriakose, S. L. (2008) - Spatial data for landslide susceptibility, hazards, and vulnerability assessment: an overview. *Engineering geology*, volume 102: 112 – 131.

Varnes, D. J. (1984) – Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. Volume 3, *Natural Hazards*. UNESCO, Paris, 63 pp.

Vasconcelos, M.A.D.F (2011) – Cartografia de suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente em contexto urbano: O concelho de Lisboa. Dissertação de Mestrado em Geologia do Ambiente, Riscos Geológicos e Ordenamento do Território apresentada à Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Lisboa.

WP/WLI (International Geotechnical Societies=UNESCO Working Party on World Landslide Inventory), 1993. Multilingual Landslide Glossary. BiTech Publishers Ltd.

Zbyszewski, G.; Assunção, C. Torre de (1965) – Notícia explicativa da folha 30 – D Alenquer. Carta Geológica de Portugal (1:50 000). Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.

Zêzere, J. L. (1991) - As costeiras a Norte de Lisboa: evolução quaternária e dinâmica atual das vertentes. *Finisterra*, XXVI, 51, Lisboa: 27-56.

Zêzere, J.L. (2001) – Distribuição e ritmo dos movimentos de vertente na região a norte de Lisboa. Relatório nº 38. Centro de Estudos Geográficos, Área de Geografia Física e Ambiente. Lisboa, pp.167.

Zêzere, J.L. (2005) – Dinâmica de vertentes e riscos geomorfológicos. Relatório Nº 41. Lisboa.

Zêzere, J.L. (2010) – Relatório do programa de Perigosidade, Vulnerabilidade e Riscos no Território: aplicação aos movimentos de vertente. Provas de Agregação. Universidade de Lisboa.

Zêzere, J.L.; Oliveira, S.C.; Garcia, R.A.C.; Reis, E. (2008) – Weighting predisposing factors for shallow slides susceptibility assessment at the regional scale in Chen, Z.; Zhang, J.; Li, Z.; Wu, F.; Ho, K. (Eds.) *Landslides and Engineered Slopes. From the Past to the Future, Proceedings of the 10th International Symposium on Landslides*, Taylor & Francis Group, London: 1831 – 1837.

Zêzere, J. L. e Rodrigues M. L. (2002) – Rainfall thresholds for landsliding in Lisbon Area (Portugal). Em: Rybar J., Stemberk J., Wagner P. (Eds.). – *Landslides*. A.A. Balkema, Lisse, pp. 333-338.

Zêzere J.L., Trigo R.M. (2011) – Impacts of the North Atlantic Oscillation on Landslides. In: Vicente-Serrano S., Trigo R. (eds). *Hydrological, Socioeconomic and Ecological Impacts of the North Atlantic Oscillation in the Mediterranean Region. Advances in Global Change Research*, vol 46. Springer, Dordrecht.

Zêzere, J.L.; Vaz, T.; Pereira, S.; Oliveira, S.; Marques, R.; Garcia, R. (2015) - Rainfall thresholds for landslide activity in Portugal: a state of the art. *Environment Earth Sciences*, volume 73: 2917–2936.